



**Enregistrements sédimentaires imbriqués d'une activité
sismique et de changements paléoenvironnementaux.
Etude de différents sites : Golfe de Corinthe (Grèce),
Lac de Shkodra (Albanie/Monténégro) et Golfe de
Cariaco (Vénézuéla).**

Aurelien van Welden

► **To cite this version:**

Aurelien van Welden. Enregistrements sédimentaires imbriqués d'une activité sismique et de changements paléoenvironnementaux. Etude de différents sites : Golfe de Corinthe (Grèce), Lac de Shkodra (Albanie/Monténégro) et Golfe de Cariaco (Vénézuéla).. Géologie appliquée. Université de Savoie, 2007. Français. NNT : . tel-00261605

HAL Id: tel-00261605

<https://theses.hal.science/tel-00261605>

Submitted on 7 Mar 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Ecole doctorale Terre Univers Environnement

THESE PRESENTEE POUR OBTENIR LE TITRE DE :

Docteur ès Sciences, spécialité Géologie

Enregistrements sédimentaires imbriqués d'une activité sismique et de changements paléoenvironnementaux. Etude comparative de différents sites : Golfe de Corinthe (Grèce), Lac de Shkodra (Albanie/Monténégro), Golfe de Cariaco (Vénézuëla)

PAR :

Aurélien van Welden

Soutenue le 18 décembre 2007 à l'Université de Savoie.

Membres du Jury :

Flavio Anselmetti - Senior Researcher, EAWAG, Dübendorf, Suisse. Rapporteur,
Christian Beck – Professeur, UMR 5025 LGCA Univ. de Savoie. Directeur de thèse,
François Jouanne – Docteur HDR, UMR 5025 LGCA, Univ. de Savoie. Co-directeur de thèse,
Eva Moreno – Docteur, Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris. Invitée,
Isabelle Moretti – Docteur HDR, Cepsa Exploration Production, Madrid. Examineur,
Bernadette Tessier – DR CNRS UMR 6143 Univ. de Caen Basse-Normandie. Examineur,
Nicolas Tribovillard – Professeur, UMR 8110 Univ. de Lille 1. Rapporteur.

Avant propos

Je tiens à remercier tout d'abord les membres du Jury, Nicolas Tribovillard, Bernadette Tessier, Isabelle Moretti, Flavio Anselmetti ainsi qu'Eva Moreno d'avoir accepté de relire et juger ce mémoire.

Mes remerciements vont ensuite à mes deux directeurs de thèse, Christian Beck et François Jouanne pour ces trois ans et quelques passés à traquer les séismes (entre autre) en Méditerranée et en Amérique du Sud. Merci à Marc Tardy de m'avoir accueilli au sein de son laboratoire.

Merci aux collègues avec qui j'ai eu le plaisir de collaborer ou discuter au cours la thèse : Jean-Yves Reynaud (MNHN), Sébastien Rohais (IFP), Bernard Henri (IPGP), Maxime LeGoff (IPGP), Marc de Batist (RCMG), Koen De Rycker (RCMG), Jasper Moernaut (RCMG), Maarten Van Daele (RCMG), Roberto Sulpizio (DST Pise/Univ. Bari), Gianni Zanchetta (DST Pise), Giuseppe Siani (IDES Orsay), Jean Louis Reyss (LSCE/CEA), Jean-Louis Mugnier (LGCA), Fabien Arnaud (EDYTEM), Marc Desmet (EDYTEM), Annie Millerie (CARRTEL), Jérôme Poulenard (CARRTEL), Viviane Bout-Roumazeilles (Univ. Lille 1), Alain Trentesaux (Univ. Lille 1), Gwenaël Jouet (IFREMER), Serge Berné (IFREMER)...

Merci également à toutes les auxiliaires administratives qui nous facilitent tant la vie.

Une pensée spéciale pour les *amigos* vénézuéliens Eduardo Carrillo, Crélia Padron de Carrillo, Frank Audemard, Reinaldo Ollarves et les collègues de FUNVISIS.

Un petit salut à tous les amis, compagnons d'infortune « thésienne » d'ici et d'ailleurs, ou compagnons extra-professionnels pour tous les moments de détente qui permettent de tenir le coup.

Enfin un *abrazo* à ma très chère famille sans qui ce travail n'aurait jamais abouti, Nico et Marie pour tant d'années de partage depuis le lycée et/ou les bancs de la première année de Deug STU dans cette bonne vieille fac de Lille.

Résumé

Depuis plusieurs décennies, l'estimation de l'aléa sismique d'un site ou d'une région - basée sur l'analyse sismologique et tectonique - peut être confortée par des données de paléosismicité fournies par des enregistrements sédimentaires récents à actuels. Ces derniers concernent essentiellement soit des (paléo-)lacs, soit des bassins marins semi-fermés à proximité, ou sur, de grands accidents actifs. L'étude de ces sédiments est réalisée à partir d'affleurements ou de sondages, ces derniers étant parfois couplés à de l'imagerie sismique à haute résolution.

S'appuyant sur l'expérience acquise par le Laboratoire sur la Mer de Marmara (Faille Nord-Anatolienne) et la Frontière de Plaque sud-Caraïbe (Faille de Boconó), le travail réalisé ici était destiné à :

- 1) apporter une contribution méthodologique à l'interprétation de certaines strates en terme de paléosisme,
- 2) discriminer l'information paléoenvironnementale (climat, anthropisation) de l'information paléosismique,
- 3) contribuer à la connaissance des systèmes tectono-sédimentaires à une échelle plus régionale.

Deux sites principaux ont été analysés en bordure de l'Arc Egéen : le Lac de Shkodra (confins Albanie/Monténégro) et le Golfe de Corinthe (Grèce). S'y ajoute une étude préliminaire en sismique-réflexion à haute résolution du Golfe de Cariaco (Vénézuëla nord-oriental). Les sites de Shkodra et Corinthe ont été choisis dans le but d'étudier et de comparer deux environnements sédimentaires soumis à une sismicité historique notable (magnitude avoisinant 7, 2 à 3 événements majeurs par siècle), mais très différentes de par les profondeurs, les types de dépôt, et les taux d'accumulation. Les durées respectives des enregistrements sont de 10 000 ans (Shkodra) et 20 000 ans (Corinthe).

En complément d'analyses visant à caractériser l'évolution de la nature et de la texture des sédiments, l'utilisation des propriétés magnétiques (en particulier l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) a été développée. Cette approche permet de caractériser les changements de processus de dépôt notamment les remaniements (turbidite, homogénite). Nos résultats confortent l'intérêt de cet outil tout en définissant des limitations à son utilisation. Pour chaque site, la recherche de traces sédimentaires associées aux séismes historiques a précédé une possible extrapolation sur le Quaternaire récent. Le site de Shkodra n'a pas livré d'enregistrement paléosismique probant, mais présente un signal climatique marqué depuis plus de 7000 ans. Pour le site de Corinthe, la fréquence des niveaux associables aux séismes est compatible avec les données historiques régionales, l'export de sédiments vers le fond du bassin par mouvement gravitaire semblant accru au cours de la période lacustre. Nous avons également discuté de l'impact de la dernière transgression sur la dynamique de sédimentation.

Enfin, le site de Cariaco montre peu de phénomènes co-sismiques visibles à l'échelle de l'imagerie réalisée. Les données acquises nous permettent néanmoins de définir les failles présentes dans le Golfe et de proposer une première chronologie de remplissage, sous contrôle eustatique.

Abstract

Since several tens of years, the assessment of local to regional seismic hazard – mainly based on seismology and tectonic analysis – is reinforced by paleoseismic data yielded by recent sedimentary archives. The later ones may be (paleo-)lakes as well as closed marine basins, developed close to, or upon, main active faults. These sediments are investigated on outcrops or on cores, and, when possible, in parallel with high resolution seismic imagery interpretation.

Based on the expertise acquired by the LGCA on the Sea of Marmara (North-Anatolian Fault) and on the South-Caribbean Plate boundary (Boconó Fault), the present work aimed to:

- 1) Bring a methodological contribution to the assessment of earthquake-related deposits,
- 2) separate the paleo-environmental information (climate, human impact) from the paleoseismic ones,
- 3) contribute to the understanding of tectono-sedimentary systems on a regional scale.

Two main sites have been elected along the Egean Arc: the Corinth Gulf (Greece) and the Shkodra Lake (Albania/Montenegro boundary). A preliminary high resolution seismic reflection survey of the Cariaco Gulf (north-eastern Venezuela) is added. The two sites were chosen in order to compare two sedimentary accumulations undergoing similar historical seismicity (close to 7 in magnitude, 2 to 3 major events per century), but very different with respect to depositional depth, sedimentary processes, and accumulation rates. The records are lasting respectively 20 kyr (Corinth) and 10 kyr (Shkodra) back from Present.

Beside studies aiming to characterize the evolution of nature and texture of the sediment composition, the use of magnetic properties, in particular Anisotropy of Magnetic Susceptibility, was developed. This approach enabled to characterise changes of depositional processes and reworking phenomena (turbidites, homogenites). Our results reinforce the usefulness of this tool while assessing more precise conditions for its use. For each site, the search of sedimentary traces of historical earthquakes preceded the possible extrapolation of the results back to longer periods. The Shkodra site (very shallow) did not yield significant paleoseismic archive, but well a marked climatic signal since more than 7000 years. For the Corinth site, the frequency of layers possibly related to earthquakes is compatible with regional historical data and show enhanced exportation in the depth by mass wasting during the lacustrine phase. Eustatic fluctuations effect on sedimentation were also identified.

The Cariaco site displays few co-seismic disturbances visible at seismic imagery scale. Nevertheless, our results enabled to define faults systems present in the Gulf and also propose a very first chronological framework for the sedimentation.

CHAPITRE 1 Introduction Générale.....	11
I.-Préambule.....	13
II.-Objectifs scientifiques.....	14
A. Lac de Shkodra (confins Albanie-Monténégro).....	14
B. Sédimentation co-sismique profonde : Mer de Marmara (Turquie) et Golfe de Corinthe (Grèce).....	14
C. Remplissage sédimentaire du Golfe de Cariaco (Vénézuéla).....	15
III.-Résumé de l'état des connaissances sur l'enregistrement sédimentaire de la sismicité.....	16
A. Le séisme.....	16
1. Le séisme : magnitude et intensité.....	16
2. Les ondes sismiques.....	17
3. Amplification des ondes.....	18
B. Perturbations sédimentaires directes.....	18
C. Phénomènes gravitaires induits.....	20
D. Note sur les mouvements gravitaires.....	20
E. « Confusions » possibles.....	22
CHAPITRE 2 Matériel et méthodes.....	25
I. Introduction.....	27
II.-Géométrie des dépôts et prélèvements.....	27
A. Imagerie sismique.....	27
B. Carottages.....	28
II.-Contrôle chronologique sur les carottes.....	29
A. Chronologie par ^{14}C AMS.....	29
B. Sédimentation récente : utilisation des radioéléments.....	29
C. Téphrochronologie.....	30
III.-Composition des sédiments.....	30
A. Carbone organique et carbonates.....	30
B. Minéralogie des argiles.....	31
C. Spectrocolorimétrie.....	31
D. Microscopie MEB et sonde EDS.....	32
IV.-Paramètres de taille de grain.....	32
V.-Propriétés magnétiques.....	35
A. Concentration des particules magnétiques.....	35
B. Paléomagnétisme.....	36
C. Taille et nature des grains magnétiques.....	36
D. Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM).....	37
CHAPITRE 3 Sédimentation Holocène dans le Lac de Shkodra.....	41
I.-Introduction.....	43
A. Le Lac de Shkodra aujourd'hui.....	43
C. Cadre climatique.....	47
D. Matériel et résumé des analyses.....	49
II.-Description sédimentologique et assemblage des carottes composites.....	50
A. Carotte SK19.....	50
1. Description sédimentologique.....	51
2. Carotte composite.....	53
B. Carotte SK13.....	54
1. Description sédimentologique.....	54
2. Carotte composite.....	57
C. Carotte SK12.....	58
1. Description sédimentologique.....	58

2. Carotte composite.....	61
D. Corrélation entre les carottes courtes et les carottes longues	61
1. Comparaison entre la carotte SK17 et la carotte SK19	61
2. Comparaison entre la carotte SK06 et la carotte SK13	62
III.-Sédimentation récente dans le lac de Shkodra	63
A. 500 ans de sédimentation dans le Lac de Shkodra	63
B. Détermination du taux de carbonate dans les sédiments de Shkodra	85
C. Comparaison avec la perte au feu (LOI) et conclusion :	85
IV.-Sédimentation Holocène	86
A. Chronostratigraphie, corrélations	86
1. ^{14}C AMS	86
2. Composition et origine des téphras	87
3. Synthèse de la chronostratigraphie et taux de sédimentation.....	91
B. Etude multi-paramètres des carottes longues : introduction.....	94
C. Etude des propriétés magnétiques de la carotte SK12.....	95
1. Variations de la concentration en minéraux magnétiques.....	95
2. Variations de la granulométrie magnétique	97
3. Des changements de minéralogie magnétique ?	97
4. Conclusion sur l'étude de la carotte SK12	100
D. Etude de la carotte SK19	101
1. Concentration en particules magnétiques.....	101
2. Perte Au Feu (LOI)	101
3. Minéralogie des argiles	102
4. Approche spectrocolumétrique : potentiel méthodologique pour l'étude des sédiments de Shkodra ?	105
5. Evolution de la texture sédimentaire.....	109
6. Evolution de la fabrique sédimentaire.....	113
7. Evolution paléoenvironnementale et conclusion.....	116
E. Etude de la carotte SK13	120
1. Concentration magnétique, taux de carbonates et texture sédimentaire	120
2. Fabrique sédimentaire	123
F. Conclusions	127
CHAPITRE 4	131
<u>Sédimentation Pleistocène Terminal/Holocène dans le Golfe de Corinthe, comparaison avec la sédimentation en Mer de Marmara</u>	<u>131</u>
I.- Introduction	133
II.-Sédimentation profonde dans la Mer de Marmara : rappels de travaux antérieurs et complément d'analyses	133
A. Contexte géodynamique et paléoenvironnement	134
B. Enregistrement de la sismicité historique	135
C. Enregistrement de la sismicité depuis 30 ka.....	136
D. Etude granulométrique des carottes KLG01-MSC02 et MCS02-PL199	140
1. KLG01-MSC02	141
2. MCS02-PL199	143
E. Conclusion sur la sédimentation profonde dans la Mer de Marmara	146
III.-Sédimentation profonde dans le Golfe de Corinthe.....	147
1. Cadre chronostratigraphique et taux de sédimentation	156
2. Description faciologique	157
3. Concentration magnétique et corrélation entre les carottes.	160
4. Approche de la minéralogie magnétique.....	162
5. Matière organique	164

6. Taux de carbonates	165
E. Approche des processus de dépôt par l'étude texturale des sédiments.....	166
1. MD01-2479	166
2. MD01-2477	171
3. Conclusions sur les mécanismes de dépôt.....	174
F. Etude de la fabrique sédimentaire et comparaison avec les paramètres texturaux. ...	175
1. Enregistrement des séismes depuis 1955 AD.	180
2. Récurrence des séismes.	182
CHAPITRE 5 Remplissage Pléistocène/Holocène du Golfe de Cariaco	187
I.-Introduction	189
II.-Résultats préliminaires de la campagne de sismique 2006	194
III.-Complément sur l'impact possible de la sismicité sur la sédimentation	213
A. Sismicité dans la zone de Cariaco	213
B. Mouvements gravitaires et gaz	214
C. Conclusion partielle	217
D. Sismostratigraphie Quaternaire et déformation sédimentaire	217
IV.-Conclusions du chapitre.....	227
CHAPITRE 6 Conclusions générales et perspectives	229
I.-Lac de Shkodra	231
II.-Golfe de Corinthe	233
III.-Golfe de Cariaco	235
IV.-Impacts de la sismicité sur la sédimentation.....	236
CHAPITRE 7 Bibliographie	237
Annexe I Lac de Shkodra.....	255
Annexe II Golfe de Corinthe	260
Annexe III Golfe de Cariaco.....	289

CHAPITRE 1

Introduction Générale

I.-Préambule

Dans le cadre de cette thèse, nous avons analysé deux types d'objets sédimentaires : d'une part des carottes sédimentaires (Lac de Shkodra, Golfe de Corinthe & Mer de Marmara) et d'autre part des données d'imagerie acoustique haute résolution (HR ; 1,3 KHz) et très haute résolution (THR ; 3,5 KHz).

Les carottes de Shkodra ont été prélevées courant 2003 dans le cadre du projet Science For Peace SFP 977 993, collaboration entre le LGCA et l'Institut de Sismologie de Tirana. Un projet personnel de LST 3 (Université de Savoie) a apporté une contribution à l'analyse de ces sédiments.

Les carottes du Golfe de Corinthe ont été prélevées en 2001 dans le cadre du Corinth Rift Laboratory (CRL), lors d'une mission du N/O MARION-DUFRESNE sous la direction d'I. Moretti. Nous avons bénéficié d'une collaboration directe avec le Département Histoire de la Terre du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (E. Moreno et J-Y Reynaud), les laboratoires de magnétisme de l'IPG à Jussieu et Saint Maur des Fossés (B. Henri et M. LeGoff). Une partie des mesures ont été effectuées dans le cadre d'un projet LST3.

Les données de sismique du Golfe de Cariaco ont été acquises en janvier 2006 dans le cadre d'une collaboration tripartite Vénézuéla-France-Belgique, regroupant : la Fondation Vénézuélienne d'Investigations Sismologiques FUNVISIS (F. Audemard), le Renard Centre of Marine Geology de l'Université de Gand (M. de Batist, J. Moernaut, K. de Rycker et M. van Daele) et le LGCA.

Dans cette partie introductive, nous nous attacherons tout d'abord à définir les objectifs scientifiques site par site puis nous présenterons les grands principes de l'étude des processus sédimentaires associés à la sismicité.

II.-Objectifs scientifiques

De par la diversité des sites étudiés et des méthodes employées, ce mémoire sera par la suite découpé comme suit : introduction, méthodologie, trois parties thématiques suivies d'une conclusion synthétique. Les trois parties thématiques correspondent aux trois environnements que nous avons étudiés, qui correspondent à des dynamiques de sédimentation différentes en liaison avec la profondeur et la morphologie des bassins sédimentaires : 10 m de profondeur et une surface importante (de l'ordre de 1000 km²) pour le lac de Shkodra, 100 m de profondeur pour le Golfe de Cariaco et 1000 m de profondeur pour les sites de Marmara et Corinthe. Les régimes de déformation sont également différents. Des rapprochements géographiques et géodynamiques peuvent cependant être faits : les sites de Shkodra, Corinthe et Marmara sont des sites méditerranéens avec une transition de la zone Egéenne (Shkodra, Corinthe) vers la zone « Anatolienne » Corinthe-Marmara. Le bassin du Golfe de Corinthe et les bassins de la Mer de Marmara sont comparables car ce sont des bassins sédimentaires profonds, le Golfe de Cariaco et le Golfe d'Izmit (Mer de Marmara) sont comparables car ils sont tous les deux affectés par un régime de déformation décrochant à l'origine de séismes majeurs.

A. Lac de Shkodra (confins Albanie-Monténégro)

La première partie thématique de ce mémoire s'attache à caractériser la sédimentation dans la partie albanaise lac de Shkodra. Il s'agit d'un lac défini comme karstique, peu profond. Notre travail est la première contribution à la connaissance de ce système sédimentaire. A partir de carottes sédimentaires courtes et longues, nous avons défini une histoire sédimentaire qui couvre une bonne partie de l'Holocène. La structure de ce chapitre est tout d'abord basée sur un article publié à *Journal of Paleolimnology* (van Welden et al., 2008) qui traite du signal sédimentaire des cinq derniers siècles dans le lac. Nous présentons ensuite l'étude du signal sédimentaire sur une période de temps couvrant la quasi-totalité de l'Holocène. Nous discutons de la potentialité des lacs peu profonds comme enregistreurs de la sismicité avec les méthodes classiques de la discipline et présenterons le signal paléoenvironnemental identifiable dans les sédiments.

B. Sédimentation co-sismique profonde : Mer de Marmara (Turquie) et Golfe de Corinthe (Grèce)

La deuxième partie thématique concerne la sédimentation dans le Golfe de Corinthe, en comparaison avec celle de la Mer de Marmara. L'objectif est d'identifier les dépôts sédimentaires liés à l'activité sismique et l'eustatisme. Le Golfe de Corinthe correspond en effet à un bassin isolé de la Mer Méditerranée lors des bas niveaux marins. Cette situation est comparable à celle des bassins profonds de la Mer de Marmara. Dans un premier temps – à titre introductif- nous présenterons les processus de sédimentation au fond de la Mer de Marmara par l'étude de carottages prélevés dans le bassin central et par l'étude d'une carotte courte prélevée à proximité d'un escarpement de faille. Dans un deuxième temps, nous présentons ensuite les processus de sédimentation dans le Golfe de Corinthe avec un regard sur la dernière transition environnementale.

C. Remplissage sédimentaire du Golfe de Cariaco (Vénézuéla)

La troisième et dernière partie thématique de ce travail concerne la sédimentation dans le Golfe de Cariaco. Il s'agit ici d'étudier l'impact de l'activité de la faille d'El Pilar et de l'eustatisme sur l'architecture sédimentaire des dépôts Quaternaires. L'interprétation des données de sismiques s'est en partie déroulée en collaboration avec le Renard Centre of Marine Geology (RCMG) via le travail de deuxième année de Master de Maarten van Daele. Ce travail ayant débuté en 2006, les résultats présentés ici sont les premières interprétations d'une imagerie sismique du Golfe de Cariaco. Le chapitre est composé en majeure partie par un article soumis à Marine Geology, présentant les résultats principaux que nous avons obtenus. Dans un deuxième temps, nous précisons l'impact de la sismicité sur la sédimentation par l'identification de structures gravitaires en liaison avec le partitionnement de la déformation, ainsi que des considérations sur la chronostratigraphie et l'évolution structurale du Golfe au cours du Quaternaire.

III.-Résumé de l'état des connaissances sur l'enregistrement sédimentaire de la sismicité

La paléosismologie est un complément important à l'analyse et l'estimation de l'aléa sismique. Les catastrophes naturelles affectent fortement certaines nations et il est crucial de comprendre d'une part leurs mécanismes (causes et conséquences), mais aussi leur fréquence dans le temps.

La définition du risque et de l'aléa sismique, la compréhension des mécanismes de rupture et la définition d'un cadre chronologique d'activité des accidents récents sont des préoccupations scientifiques et sociétales majeures.

L'identification des perturbations de l'enregistrement sédimentaire est un des moyens d'accéder à la chronologie de la déformation d'accidents sismogènes. Plusieurs types de modifications de peuvent être identifiés : les perturbations directes, post-dépôt, qui correspondent à la déformation de l'archive sédimentaire par l'onde sismique, ou les perturbations indirectes, qui résultent du séisme et qui génèrent un mouvement et/ou un dépôt aérien (glissement de terrain) ou sous-aquatiques. L'épaisseur de sédiments apportés correspond donc à un intervalle de temps infiniment court par rapport au taux de sédimentation « normal ».

Après quelques brefs rappels sur la définition du séisme et de la terminologie employée dans ce mémoire pour définir la force des tremblements de terre, nous aborderons plus précisément la réponse sédimentaire à la contrainte sismique.

A. Le séisme

Le séisme est la conséquence logique de la tectonique active globale. C'est le moyen de dissiper l'énergie qui s'accumule au niveau des zones de contrainte, libérée lorsque cette contrainte entraîne la rupture des roches qui y sont soumises. A ce titre les failles sont donc considérées comme les sources des séismes. Les longs accidents sont rarement continus, il s'agit le plus souvent de réseaux de fracture segmentés, parallèles entre eux. Chaque segment a une histoire sismique propre, mais de grands séismes sont susceptibles de mettre en jeu plusieurs segments comme c'est le cas pour la faille de San Andreas (e.g. Magistrale et Sanders, 1996) ou celle d' Atotsugawa au Japon (e.g. Takeuchi et al., 2003). La plupart des séismes sont concentrés en bordure de plaque et principalement sur la Ceinture péri-Pacifique. Cependant, de gros séismes se sont également produits loin des limites de plaque. Ils sont appelés séismes intraplaques et peuvent être liés au transfert de contraintes de limite de plaque qui vont réactiver des accidents enfouis.

1. Le séisme : magnitude et intensité

a. Magnitude

Le terme le plus couramment utilisé pour parler de la localisation d'un séisme est l'épicentre. Il s'agit de la projection orthogonale sur la surface topographique de l'hypocentre (ou foyer). L'hypocentre est l'endroit en profondeur où la libération d'énergie s'est produite. La profondeur du foyer d'un séisme est variable, de quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres suivant le contexte structural (foyer plus profond en zone de subduction). La majorité des séismes se produisent à une profondeur inférieure à 60 km.

Historiquement, c'est l'échelle de **Richter (M)** qui était utilisée pour qualifier la magnitude d'un séisme. Cette échelle est basée sur l'enregistrement des ondes sismiques par des sismographes situés dans un rayon de 100 km de l'épicentre, qui est localisé par triangulation. L'échelle de Richter est logarithmique. Un séisme de magnitude $M=7$ produit un déplacement sur le sismographe 10 fois plus important qu'un $M=6$. Bolt (1993) a défini des abaques permettant de déterminer la localisation d'un séisme en fonction de l'intensité et des caractéristiques des ondes sismiques.

L'échelle de Richter a laissé sa place à la **magnitude de moment sismique (Mw)**. Cette échelle est basée sur le moment sismique M_0 ($N.m^2$) défini comme suit :

$$M_0 = S.A.\mu$$

Où **S** est le glissement moyen (en mètres) observé sur la faille qui a produit le séisme, **A** l'aire de rupture sur le plan de faille (m^2) et **μ** le module de cisaillement ($3.10^{10} N.m^2$). Par conséquent, le moment sismique est déterminé grâce aux sismographes, aux mesures géométriques sur la/les failles qui ont joué et en appliquant les modules de cisaillement des roches ayant cédé. La magnitude Mw est définie par la relation mathématique suivante :

$$Mw = 2/3 \log M_0 - 6,0$$

L'énergie libérée par un séisme (en joules) est proportionnelle à la magnitude. Un changement d'une unité de magnitude correspond à une variation d'énergie de facteur 32. Les séismes considérés comme potentiellement très dangereux ont une magnitude Mw supérieure à 6, ceux dont la magnitude est supérieure à 8 sont considérés comme catastrophiques.

b. Intensité

L'échelle de Mercalli est majoritairement utilisée pour décrire l'intensité d'un séisme. C'est une échelle qualitative qui reflète la réponse des populations et des constructions à la secousse. Un séisme a donc une seule magnitude, mais plusieurs intensités suivant la distance au foyer et le type de roches traversées par les ondes sismiques.

2. Les ondes sismiques

On distingue classiquement deux grands types d'ondes : les ondes de volume (P et S) ondes de surface (Raleigh et Love).

Les ondes P sont dites ondes primaires et les ondes S ondes secondaires. Les ondes P sont les plus rapides et se comportent comme des ondes sonores, elles se déplacent de proche en proche en alternant un mouvement de compression et de dilatation. Ces ondes se déplacent à la fois à travers les solides et les liquides. Leur vitesse de propagation dans le granite atteint 5,5 km/s. Les ondes S ne se propagent que dans les solides et leur vitesse dans le granite est de 3 km/s. Les ondes S induisent des cisaillements orthogonaux avec la direction de propagation de l'onde. Les ondes de volumes sont moins destructrices que les ondes de surface.

Les ondes de Love consistent en un mouvement de sol horizontal alors que les ondes de Raleigh ont un mouvement rotatif. Les ondes de surface se déplacent moins vite que les ondes de volume et les ondes de Love se déplacent plus rapidement que les ondes de Raleigh.

Les ondes sismiques se réfléchissent et se réfractent sur les surfaces limites entre les ensembles rocheux. Si les ondes s'amortissent généralement avec la distance, elles peuvent néanmoins être amplifiées suivant les propriétés physiques du sol traversé par l'onde. On parle alors d'effet de site.

3. Amplification des ondes

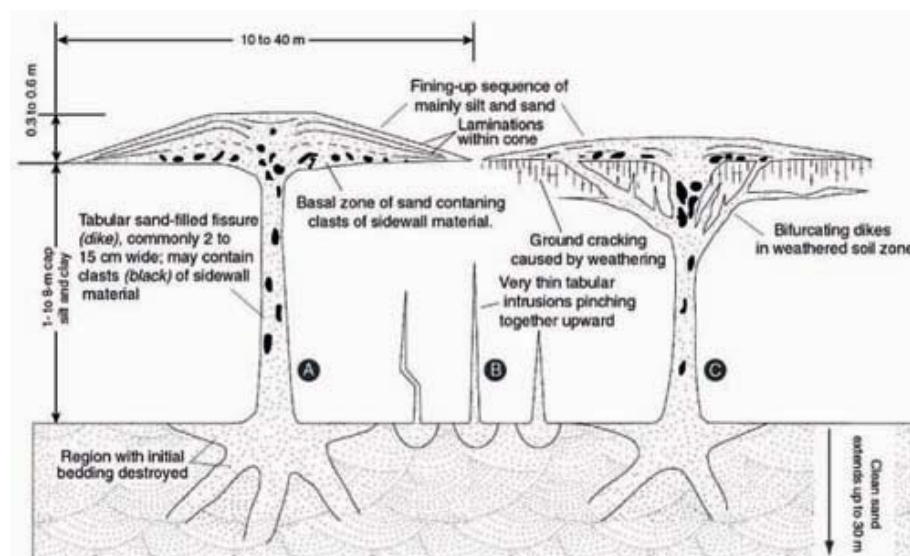
Les matériaux composant la Terre répondent différemment aux sollicitations des ondes sismiques. Les sédiments non consolidés seront sujets à de plus forts déplacements que le socle rocheux solide. Les alluvions et les sédiments fins (sils et argiles) sont donc les meilleurs amplificateurs des ondes surtout s'ils sont chargés en eau.

Les perturbations sédimentaires associées à la sismicité peuvent être directes ou indirectes.

B. Perturbations sédimentaires directes

Les perturbations directes découlent de l'action des ondes sismiques sur des dépôts déjà en place et vont donc les déformer. En 1975, Sims identifiait des structures de charge associées au séisme de 1972 dans les sédiments lacustres du lac de barrage de Van Norman (Californie, Sims 1975). L'un des phénomènes co-sismiques les plus remarquables est la liquéfaction, étudiée en détail par Obermeier depuis la fin des années 80 notamment dans un but paléosismologique, à partir des paléoliquéfactions (Obermeier 1987 ; Obermeier, 1996 ; Obermeier et al., 2001). C'est ce paramètre qui est suivi dans les modélisations analogiques de Moretti et al., (1999). Sous l'effet du passage des ondes sismiques, la pression interstitielle de l'eau contenue dans les sédiments augmente induisant un passage de l'état solide non consolidé à l'état liquide (Obermeier et al., 2001). La manifestation la plus commune des phénomènes de liquéfaction est le « clastic dyke » (Levi, 2006 ; Obermeier, 1996 ; Obermeier et al., 2001 ; Rodriguez-Pascua et al., 2000, figure 1.1) débouchant le plus souvent sur des volcans de sable.

Figure 1.1 : Représentation schématique de la création d'un dyke clastique (*in* Obermeier et al. 2001). A : Stratigraphie d'un dyke avec les sédiments montant jusque la surface. B : dykes se pinçant durant leur montée. C : Dyke parfois associée à la zone de fracture d'altération qui se développe dans des argiles fortement plastiques.



Schematic representation of a clastic dyke's formation (in Obermeier et al., 2001). A : Dyke stratigraphy with sediment rising to the surface, B: Dykes pinching together as they ascend, C: Dyke often associated with fractured zone of weathering that develops in highly plastic clays.

Les plus importants facteurs qui contrôlent le développement de dykes et de sills (Obermeier, 1996) sont la taille des grains (les sables sont les sédiments les plus facilement liquéfiables), la compaction, la profondeur et l'épaisseur des couches sédimentaires, l'âge des sédiments, la présence et les caractéristiques d'un drapage de sédiments fins, la topographie, la nature du séisme (types d'onde, énergie), la profondeur de la nappe souterraine et enfin l'histoire sismique de la zone. La liquéfaction est rare dans les sédiments comportant plus de 15% d'argiles.

En général, la profondeur moyenne de la liquéfaction est de l'ordre de 10 mètres (Obermeier et al., 2001), même si certains auteurs affirment avoir identifié des profondeurs de liquéfaction atteignant 20 mètres (Seed, 1979). Les observations d'Ambraseys (1988) tendent à indiquer que les phénomènes de liquéfaction débutent lors de séismes de magnitude $M_w = 5,5$.

La liquéfaction est courante dans les sédiments lacustres et marins soumis aux ondes sismiques et elle se manifeste souvent par des structures en « pillows » ou « pseudo-nodules » (figure 1.2). On peut citer par exemple les travaux de Rodriguez-Pascua et al. (2000) dans les sédiments lacustres de la zone Prébétiq ou encore ceux de Bowman et al., (2004) qui identifient des structures en pillow dans les sédiments lacustres et fluvio-lacustres du lac d'Issyk-Kul.

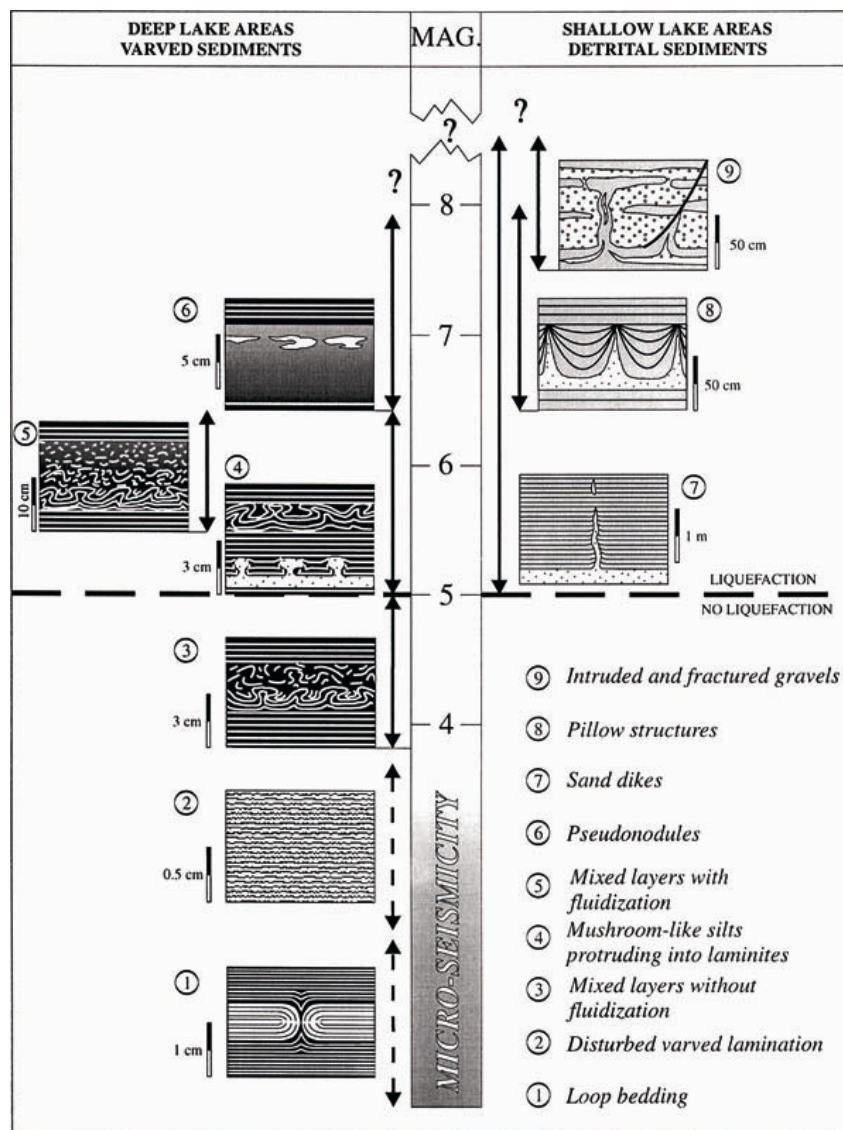


Figure 1.2 :

Synthèse des sismites identifiées dans les sédiments lacustres de la Zone Prébétiq (Rodriguez-Pascua et al., 2000) avec une indication de la magnitude des séismes correspondants (MAG). La magnitude limite de liquéfaction utilisée ici est celle définie par Atkinson ($M_w = 5$, 1984). L'auteur sépare les dépôts lacustres profonds et peu profonds pour leur réponse différente à la secousse sismique.

Synthesis of seismites identified by Rodriguez-Pascua et al., (2000) in the lacustrine sediments of the Prebetic Zone with indication of corresponding magnitude (MAG). The liquefaction threshold is the one from Atkinson ($M_w = 5$, 1984). The author separates shallow and deep lacustrine sedimentation due to their differences in response to seismic shaking.

C. Phénomènes gravitaires induits

Les séismes sont les déclencheurs de mouvements gravitaires aériens ou sous-aquatiques. Dans le premier cas, il est difficile d'attribuer un paléo-glisement à un séisme particulier sans la présence d'autres évidences telles que des liquéfactions etc... (Jibson, 1996). Un exemple de glissement sur niveau liquéfié est illustré par Carrillo et al. (2006). Jibson (1996) précise que des glissements co-sismiques sont susceptibles de se produire à partir de magnitudes comprises entre $M_w=5$ et $M_w=6$. Les effets des glissements de terrain peuvent être la formation de lacs (Clague and Evans, 2000) ou encore la génération de tsunamis lors de la chute de blocs dans l'eau (e.g. Ward, 2001, Matsumoto et al., 2003). L'étude de la répartition géographique de glissements de terrain majeurs et leur datation est un des éléments nécessaires pour discuter du caractère co-sismique de leur mise en place. Il est à noter que les glissements de terrain associés à la sismicité n'en sont pas forcément contemporains. En effet, un séisme majeur peut détériorer de façon importante les conditions de stabilité d'un versant, un phénomène indépendant et pas nécessairement paroxysmal (pluie, gel) pouvant par la suite déclencher l'écroulement. Enfin, la charge sédimentaire des cours d'eau qui drainent les vallées est susceptible d'être modifiée de manière significative et pérenne à l'échelle de quelques mois par l'apport instantané de matériel provenant des pentes (Adams, 1981).

En domaine sous-aquatique, l'impact indirect de la sismicité s'exprime d'abord par la mise en mouvements de sédiments accumulés sur la plateforme et les pentes. Ces phénomènes ne sont pas exclusivement co-sismiques (voir ci-après). Historiquement, la découverte de courants de turbidités associés à un séisme a été faite au large du Canada avec la rupture progressive de câbles télégraphiques. D'autre part, les séismes induisent la remise en suspension de particules (Thunell et al, 1999) et potentiellement la reconcentration d'éléments chimiques induisant une forte augmentation de la productivité ou la néoformation de minéraux tels que la vivianite (Carrillo, 2006). L'évidence sédimentaire majeure de mouvements gravitaires sous-aquatiques co-sismiques est l'homogénéité, que nous décrirons par la suite.

D. Note sur les mouvements gravitaires

Différents types d'écoulements gravitaires peuvent se produire en milieu sous-aquatique, depuis le slump (glissement limité) jusqu'au courant hyperpynal (Mulder et al, 2001a) directement « branché » sur l'embouchure d'un cours d'eau en crue. Les turbidites *l.s.* correspondent à des dépôts mis en place par des courants turbulents et la nomenclature est toujours sujette à débats (voir Shanmugam 2000 et 2002, Mulder et Alexander, 2001). La séquence de faciès turbiditique « idéale » est celle de Bouma (1962, figure 1.3). Cette séquence est découpée en différents termes reflétant d'une part la granulométrie et d'autre part le litage, et leur interprétation en terme de type d'écoulement et de charge. On distingue ainsi (figure 1.3) le terme *Ta*, granodécroissant massif (non laminé) avec à la base des graviers, un terme *Tb* à lamines planaires parallèles, le terme *Tc* quand à lui comprend des lamines ondulées (« ripples » ou « wavy ») de granulométrie silto-sableuse. Ce terme est surmonté par le terme *Td*, à nouveau caractérisé par des lamines planaires parallèles (mais avec une granulométrie plus fine que le terme *Tb*) et enfin le terme *Te* qui surmonte la séquence avec des sédiments fins laminés ou homogènes. Shanmugam (2000) propose de compléter cette séquence par celle de Lowe (1982) pour décrire le terme *Ta* (turbidites de sédiments grossiers) et celle de Stow et Shanmugam (1980) pour subdiviser les termes *Tc* à *Te* (turbidites à grains fins). Nous verrons par la suite que les séquences sédimentaires sur lesquelles nous avons travaillé ne nécessitent pas l'usage de la nomenclature de Lowe, nous décrirons donc les sédiments d'après Bouma en apportant des précisions d'après Stow et

Shanmugam si nécessaire. Notons que cette classification générale ne s'applique pas aux dépôts contouritiques, qui présentent un granoclasement croissant dans la partie inférieure de la séquence puis décroissant dans sa partie supérieure avec une variabilité de granulométrie et de bioturbation importante dans chaque faciès (e.g. Stow et al. 1998), ni aux hyperpynites (Mulder et al., 2001a). Ces dépôts présentent un granoclasement croissant puis normal, mais qui sont caractérisées par la présence de structures sédimentaires (telles que des rides grimpantes) à l'intérieur même de la séquence.

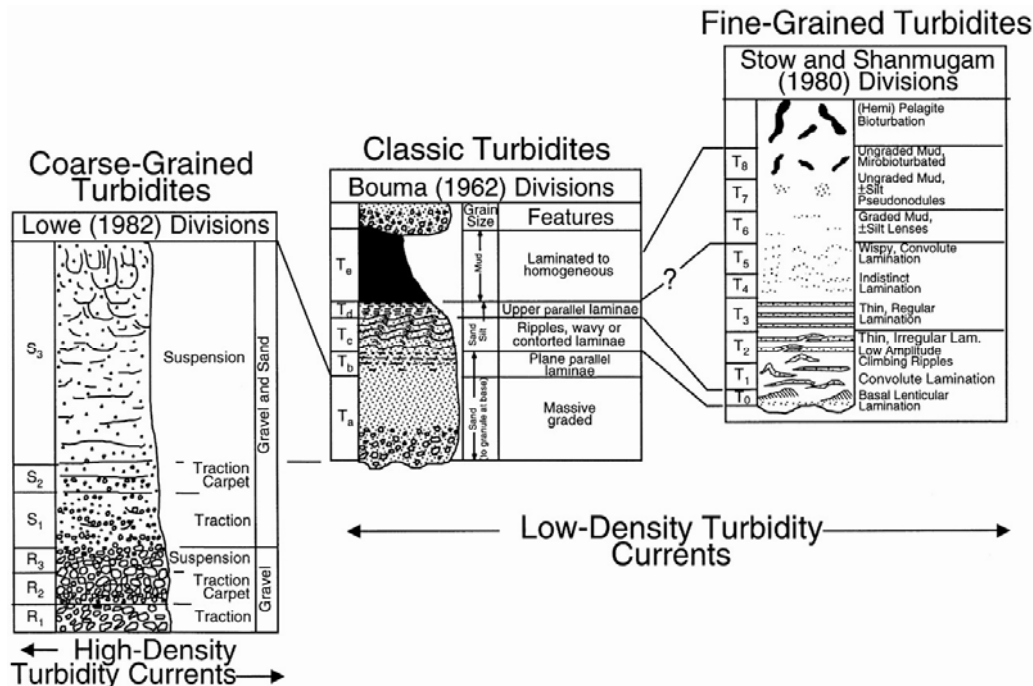


Figure 1.3 : Représentation séquences-types des écoulements gravitaires (Shanmugam, 2000) en fonction de la taille des grain et les processus hydrodynamiques.

Type-sequence representation of gravity driven mass movement (Shanmugam, 2000) in function of grain size and hydrodynamic processes.

Les séismes pouvant déclencher toute la gamme de remaniements gravitaires possibles définis par Mulder & Cochonat (1996) du slump au courant de turbidité, la démarche paléosismologique est de fait avant tout basée sur l'étude de la relation entre les dépôts et la sismicité historique/instrumentale (Chapron et al., 1999 ; Arnaud et al., 2002 ; Nomade et al., 2005). Ces mouvements gravitaires, au même titre que les mouvements tectoniques verticaux *sensu stricto* sont susceptibles de déclencher des tsunamis.

Afin de comprendre les mécanismes de dépôt et ainsi de définir un cadre d'activité sismotectonique sur une échelle de temps plus longue, des méthodes ont été proposées (Lignier et al., 1998 ; Bertrand, 2005), principalement basées sur l'étude de l'évolution des paramètres texturaux des sédiments (granulométrie). Il apparaît cependant que ces méthodes ne sont pas généralisables mais nécessitent une définition propre à chaque site. Ceci est dû au fait que la mise en place des sédiments est fortement contrôlée par la morphologie des bassins dans lesquels elle se déroule, mais également à la nature et la taille du matériel mis en jeu. Il existe néanmoins une structure sédimentaire qui semble systématiquement attribuable des mouvements d'eau en masse (tsunamis, seiche) à, partant, le plus souvent, à la sismicité : l'homogénite. Définie pour la première fois en Méditerranée par Kastens et

Cita (1981), l'homogénite est caractérisée par sa granulométrie. Si l'on applique la nomenclature de Bouma aux dépôts d'homogénite, la séquence complète de dépôt co-sismique est composée de deux termes : un terme *Ta* (grain grossier massif) ou *Tc* sableux à laminations entrecroisées et un terme *Te* argilo-silteux fin non laminé. Cette nomenclature impliquerait que le terme grossier du dépôt co-sismique soit fruit d'un courant de turbidité. Néanmoins d'un point de vue dynamique, il semble plutôt s'apparenter à un courant de densité hyperconcentré de type grainflow (Mulder et Alexander, 2001) ou un courant de densité concentré (plus érosif à sa base que le courant hyperconcentré, Mulder et Alexander, 2001) qui a évolué depuis un courant de turbidité et qui entraîne la formation d'un niveau grossier à base érosive et contact sommital très marqué. Sur ce niveau se déposent les sédiments fins silto-argileux maintenus en suspension par l'agitation liée à l'oscillation de la colonne d'eau (« seiche », Siegenthaler et al., 1987). Dans le détail, l'homogénéité de cette unité supérieure n'est pas absolue ainsi que l'ont mis en évidence Bertrand (2005) et Carrillo et al. (2007). L'oscillation de la masse d'eau peut être telle que des structures sédimentaires de type « flaser » sont développées à la base des homogénites (Beck et al. 2007). Lorsque la turbulence diminue, le nuage de sédiments silto-argileux se dépose rapidement sur la base grossière avec un contact franc caractéristique. Les argiles les plus fines restent en suspension et peuvent sédimenter en quelques mois, créant un niveau très fin au sommet de la séquence (figure 1.4). En milieu marin, cette dernière unité est difficile à différencier visuellement des sédiments hémipélagiques.

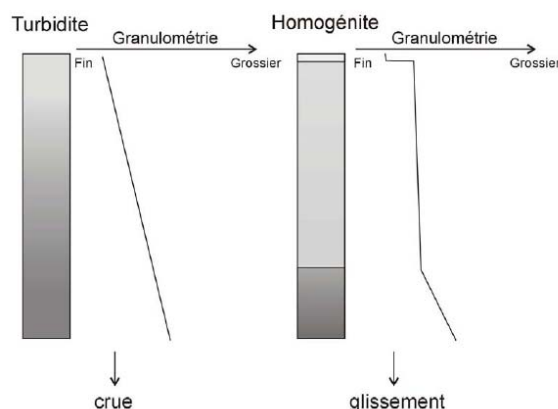


Figure 1.4 : Schéma illustrant la différence entre un dépôt de crue (turbidite) et de glissement co-sismique (homogénite) d'après Sturm et al. (1995), repris de Bertrand 2005.

Flood and slide deposits after Sturm et al., (1995)

E. « Confusions » possibles

Nous avons vu précédemment que la sismicité induisait des structures sédimentaires particulières. Cependant, d'autres phénomènes naturels sont également susceptibles d'induire des perturbations sédimentaires identiques à celles induites par les séismes. C'est notamment le cas des structures de gélifraction et gel/dégel observées en zones périglaciaires. Récemment, Van Vliet-Lanoë (2004) dresse un inventaire des structures attribuables à la sismicité et aux déformations périglaciaires en Europe. En comparant des sites de contextes climatiques, géodynamiques et d'âges différents, l'auteur propose des critères de distinction des figures attribuables à la dynamique du permafrost et ceux attribuables à la sismicité. L'auteur conclut que les structures de charge en zone périglaciaire sont attribuables à la sismicité quand toutes les autres hypothèses sont improbables...

En domaine sous-aquatique, les structures de charge sont courantes et liées à la vitesse de dépôt du matériel et à son hétérogénéité. Elles sont le plus souvent associées à la sismicité.

Les carottes lacustres et marines sur lesquelles nous travaillons ont été prélevées dans des environnements méditerranéens à une profondeur importante pour les sites de Corinthe et Marmara. Des perturbations d'origine cryogéniques sont donc à exclure.

Nous avons vu que la sismicité se manifestait également par des mouvements gravitaires sous-aquatiques. Les travaux de Mulder et al., (2001b) en Baie de Biscaye montrent, notamment par l'utilisation d'isotopes du Thorium à courte période, que des courants de turbidités peuvent être induits par de fortes tempêtes, déstabilisant et remobilisant des sédiments de bordure de plateforme ou de « tête » de canyon. Puig et al., (2004) ont pour leur part identifié directement des courants de turbidité à la tête du canyon d'Eel (Californie) par instrumentation courantométrique et turbidimétrique au cours de l'hiver 2000. Lamb et Parsons (2005) ont identifié sur cette même plateforme des structures sédimentaires comparables aux dépôts d'homogénites (figure 1.5). La charge sédimentaire de l'Eel est importante et fortement concentrée en matières en suspension qui est remis en suspension lors des tempêtes de forte intensité. Les sédiments les plus grossiers sont triés et sont organisés en structures de type « flaser-bedding » (figure 1.5) alors que les sédiments argileux sont maintenus en suspension par la turbulence. Cette suspension hyperdense se dépose rapidement. La longueur d'onde des phénomènes n'est pas du même ordre que celle des seiche/tsunamis, mais cette voie paraît intéressante à étudier pour caractériser la formation d'une homogénite d'un point de vue hydrodynamique.

Le dépôt d'homogénite s'initierait donc comme un courant de turbidité « classique », de glissement qui, sous l'action combinée de la gravité et de l'oscillation de la masse d'eau se divise en un courant de densité concentré/hyperconcentré à écoulement laminaire (sédiments silto-sableux) et une suspension hyperdense turbulente (sédiments argilo-silteux).

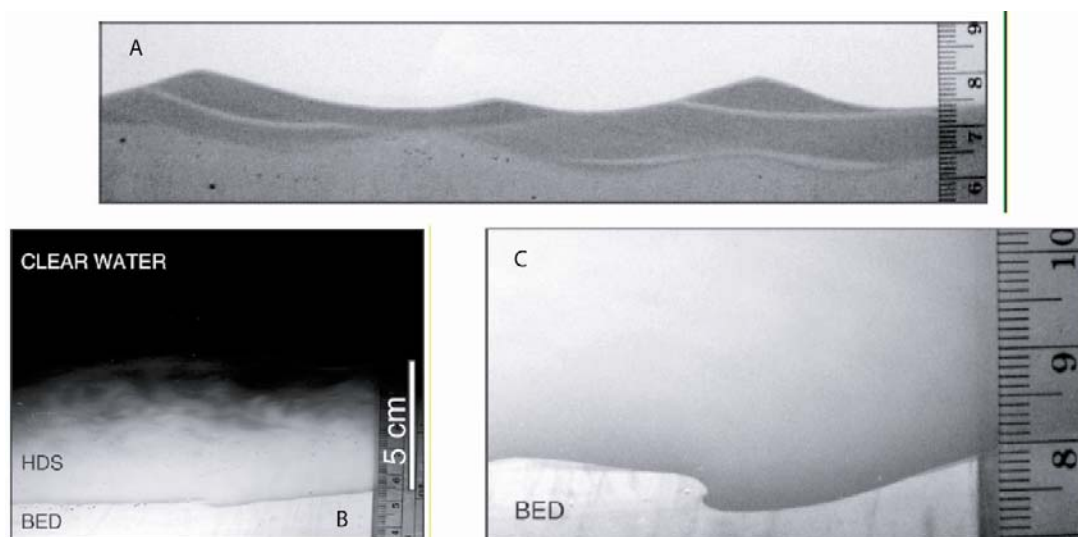


Figure 1.5 : Structures sédimentaires associées aux expériences de Lamb et Parsons (2005) sur les suspensions hyperdenses (HDS). A : rides sédimentaires de sédiments grossiers, B : photo de la formation d'une HDS, C : surface d'érosion à la base d'un dépôt d'HDS. Les trois photos ne correspondent pas aux mêmes conditions hydrodynamiques.

Sedimentary structures associated to experiments of Lamb and Parsons (2005) on High Density Suspensions (HDS). A: Sedimentary coarse-grained ripple, B: HDS formation on erosive bed (C). The three pictures do not correspond to the same hydrodynamic conditions.

CHAPITRE 2

Matériel et methodes

I. Introduction

Ce travail présente des résultats basés sur l'étude de carottes sédimentaires et de profils sismiques, sur des méthodes géophysiques et géochimiques. Dans ce chapitre 2, nous nous attacherons à présenter tout d'abord notre démarche concernant l'imagerie des dépôts. Dans le cadre du site de Cariaco, l'imagerie acoustique des corps sédimentaires est le fond de notre travail. C'est la première étude géophysique entreprise dans cette partie du Vénézuéla. Bien que nous n'ayons pas travaillé sur de nouveaux profils sismiques dans la Mer de Marmara et le Golfe de Corinthe, nous nous sommes attachés à la compréhension de l'architecture sédimentaire de ces bassins à titre d'élément de comparaison pour les profils de Cariaco, mais également pour faire le lien avec l'étude des carottes sédimentaires.

Nous présentons dans la suite de ce chapitre les diverses méthodes géophysiques telles que le magnétisme, ou géochimiques, telles que l'utilisation de la sonde EDS, qui nous ont permis de comprendre les processus de dépôt et l'environnement dans lequel ils prennent place.

II.-Géométrie des dépôts et prélèvements

A. Imagerie sismique

L'imagerie sismique permet d'étudier la géométrie des cortèges de dépôt et l'impact couplé de la tectonique et du climat sur la sédimentation.

Dans le cadre de ce travail, avons acquis près de 1.000 km de profils sismiques à haute résolution et très haute résolution dans le Golfe de Cariaco que nous pouvons comparer avec des structures équivalentes de la Mer de Marmara (en particulier du Golfe d'Izmit).

En Mer de Marmara, Armijo et al. (2005) et Beck et al. (2007) ont utilisé des données de 3.5 khz pour une profondeur de pénétration d'environ 40 mètres. Des données sismiques récentes ont été acquises dans le Golfe d'Izmit avec le système Japonais Sono Probe dont la fréquence est comprise entre 4 et 8 khz. Concernant le Golfe de Corinthe, Stefatos et al., (2002), Moretti et al. (2004) et Lykousis et al., (2007) présentent des données à haute résolution de type « air gun ». Ces données permettent d'imager plus de 100 m de remplissage sédimentaire mais avec une résolution faible par rapport à la longueur des carottes et les possibilités d'étalonnage. Les profils sismiques nous permettent néanmoins de replacer nos résultats dans un cadre chronostratigraphique plus large.

Les cortèges de dépôt du Golfe de Cariaco ont été étudiés avec deux des sources sismiques du RCMG, installées sur le N/O Guaiqueri II de l'institut d'Océanographie de l'Université d'Oriente à Cumaná. Les premiers profils ont été tirés avec un Sparker Centipede (figure 2.1.) puis avec un GEOPULSE 3.5 Transducer (ou Pinger, figure 2.1) pour l'imagerie à très haute résolution. Les grilles d'acquisition sont présentées dans le chapitre 4.

La source Sparker est équipée de 400 électrodes et délivre une énergie de 300 joules à 500 Joules pour une bande de fréquence comprise entre 150 et 1500 hz. Le streamer mesure 2,7 m de long et est équipé de 10 hydrophones synchronisés. Au cours de la campagne, 76 profils sismiques ont été tirés (voir le chapitre 4).

La source Pinger est un « sub-bottom profiler » dont la fréquence est de 3,5 khz. 50 profils ont été tirés (voir chapitre 4).

Les profiles sismiques ont été étudiés sur papier et en utilisant les logiciels Kingdom Suite et Seisee. Les fichiers ELICS DELPH sont convertis en Seg-Y à partir du système PROMAX du RCMG. Le géopositionnement est assuré par GPS et converti à partir de la suite logicielle de navigation Fugawi.



Figure 2.1 : Sources sismiques Sparker (gauche) et Pinger (droite) montés à bord du N/O Guaiqueri II.
Seismic devices: Sparker (left) and Pinger (right) installed in the N/O Guaiqueri II.

B. Carottages

Nos études des sites de Shkodra, Corinthe et, dans une moindre mesure, de Marmara sont basées sur des carottes sédimentaires de type varié.

Dans le cas de Shkodra, nous avons utilisé le système UWITEC pour prélever des carottes longues par piston (figure 2.2). Des sections longues de 3 mètres sont prélevées, décalées latéralement d'environ 1 m et avec un recouvrement d'environ 50 cm afin de ne pas perdre d'information au passage d'une section à la suivante, et d'obtenir des carottes composites par la suite (la corrélation est assurée visuellement à l'ouverture et grâce à la susceptibilité magnétique des sédiments). Les carottes sont découpées en tronçons de 1.5 mètre afin d'en faciliter le transport et le stockage. Nous présenterons par la suite les résultats obtenus sur 3 carottes composites suivant un profil NNE-SSW (SK19, SK13 et SK12).

Nous avons également prélevé des carottes courtes par gravité d'une longueur moyenne de 90 cm à 1 m. Notre étude est basée sur les carottes courtes SK17, SK16, SK10, SK07 et SK06.

Dans le Golfe de Corinthe, nous avons travaillé sur des carottes géantes « CALYPSO » prélevées à bord du N/O MARION- DUFRESNE en 2001 dans le cadre du projet Corinth Rift Laboratory (CRL). Notre travail s'est concentré sur l'étude sédimentologique de deux carottes longues (MD01-2477 et MD01-2479).

Nous avons en outre effectué des mesures complémentaires sur des carottes issues de la Mer de Marmara. Il s'agit d'une carotte « Kullenberg » (KLN01-MS02) et d'une carotte courte prélevée

par le ROV Victor en 2003, l'ensemble à bord du N/O MARION- DUFRESNE au cours de la campagne *marmarascarp*.

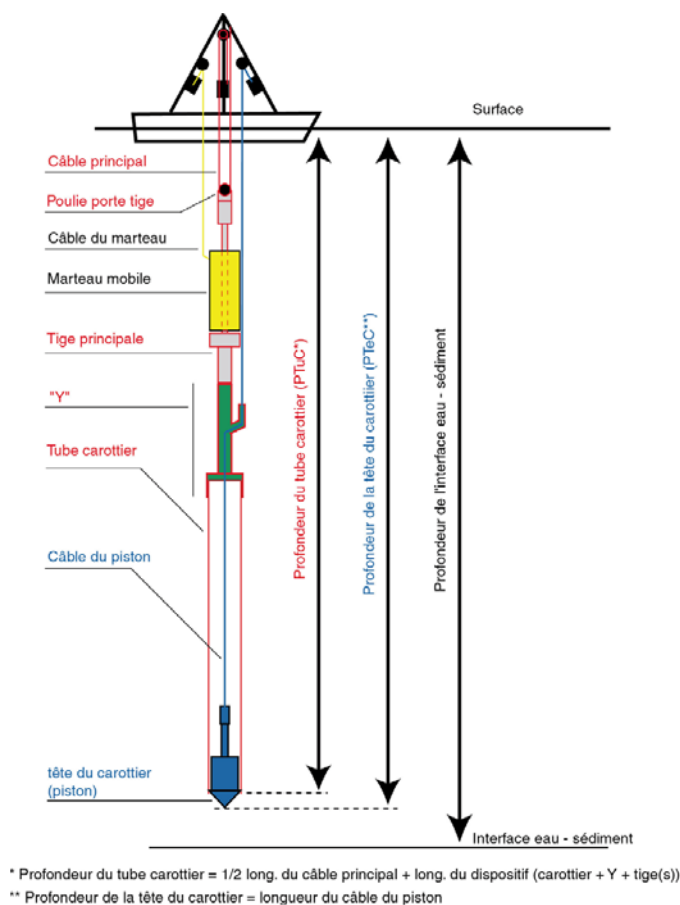


Figure 2.2 : Schéma de la barge Uwitec (extrait d'Arnaud, 2003).
Scheme of Uwitec coring device (from Arnaud, 2003).

II.-Contrôle chronologique sur les carottes

L'élaboration d'un modèle d'âge le plus robuste possible est la base de toute étude sédimentologique à but paléoenvironnementale et paléosismologique. Nous nous attacherons donc à présenter les diverses méthodes que nous avons utilisées.

A. Chronologie par ^{14}C AMS

Le cadre chronologique du dépôt des sédiments du lac de Shkodra et du Golfe de Corinthe est donné principalement par des datations ^{14}C AMS effectuées au laboratoire de radiochronologie de Póznán. Nos datations ont été effectuées sur des macro-restes végétaux. Les âges sont calibrés à 2σ (intervalle à 95,4% de probabilité) avec le logiciel OxCal 4 et la courbe de calibration IntCal 04 (Reimer et al., 2004). Nous avons choisi pour les modèles d'âge la valeur statistiquement la plus représentative des âges proposés.

B. Sédimentation récente : utilisation des radioéléments

Nous avons utilisé les données provenant de radionucléides (^{210}Pb , ^{137}Cs & ^{241}Am) dans deux des carottes courtes du Lac de Shkodra (carottes SK06 et SK17) afin de définir les taux de sédimentation depuis environ un siècle, mais également dans le but de mettre en évidence les

perturbations potentielles liées à des remaniements. Ce travail a été réalisé par J-L Reyss (LSCE/CEA) au Laboratoire Souterrain de Modane dans le cadre d'une collaboration. La méthodologie est décrite dans van Welden et al. (2008). Rappelons néanmoins que la datation par ^{210}Pb est basée sur la décroissance exponentielle de l'activité du plomb (période de 22,3 ans) provenant des aérosols (plomb « en excès », $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) elle-même liée à la désintégration du ^{222}Rn de la croûte terrestre. On détermine l'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ par soustraction entre l'activité du ^{210}Pb total et du ^{210}Pb supporté (en équilibre avec le ^{226}Ra présent dans le sédiment). Divers modèles dépendant de la régularité du flux de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ et du taux de sédimentation permettent de déterminer le taux de sédimentation (voir Appleby, 2002). La robustesse de la chronologie au $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ peut (et doit, Smith 2001) être validée par l'étude de l'activité du ^{137}Cs et du ^{241}Am . Les essais nucléaires atmosphériques menés dans les années 60 ont entraîné l'incorporation importante de ces éléments dans les sédiments à l'échelle mondiale. Les sédiments présentent donc une activité importante dont la valeur maximale est couramment attribuée à l'année 1963. L'explosion du réacteur nucléaire de Tchernobyl (1986) a, quand à elle, entraîné une émission importante de ^{137}Cs que l'on retrouve dans les sédiments de l'Hémisphère Nord.

C. Téphrochronologie

Cette partie concerne les sédiments de Shkodra. Nous avons découvert des niveaux de cendre dans les trois carottes longues du Lac de Shkodra. L'identification préliminaire par observation optique et électronique (MEB) puis par EDS a été effectuée à l'Université de Savoie pour confirmer la nature pyroclastique du matériel. Nous avons par la suite développé une collaboration avec Roberto Sulpizio de l'Université de Pise pour une caractérisation géochimique fine par ICP et EDS suivant le protocole mis en place pour l'étude des cendres volcaniques incluses dans les sédiments de la Mer Adriatique (Siani et al., 2004). Ces résultats seront abordés dans le chapitre 3.

III.-Composition des sédiments

Nous avons employé diverses méthodes géochimiques et géophysiques afin de caractériser la nature de l'enregistrement sédimentaire des carottes étudiées. Les stratégies de mesure ont été adaptées au matériel et aux moyens (logistiques et financiers) disponibles.

A. Carbone organique et carbonates

La Perte Au Feu (PAF) est une méthode classique pour l'étude du contenu en Matière Organique (MO) et en Carbone Inorganique (CI, majoritairement les carbonates) des sédiments et roches sédimentaires. Nous avons utilisé cette méthode pour les sédiments de Shkodra sur la carotte longue SK19 avec un pas d'échantillonnage de 10 cm, deux carottes courtes (SK06 & SK17) avec une résolution de l'ordre du centimètre ainsi que sur la carotte MD01-2477 du Golfe de Corinthe, avec un échantillon prélevé tous les 50 centimètres. Dans le cas de Corinthe, nous n'avons pas déterminé le taux de CI par PAF.

Le principe de la méthode est décrit par Heiri et al. (2001). Nous avons prélevé environ 1 cm³ de sédiments que nous avons placé dans des navettes en céramiques préalablement pesées. Les échantillons sont placés dans une étuve à 105°C pendant au moins 12 heures afin d'obtenir un sédiment sec.

Soit D la densité sèche de sédiment, m la masse du porte-échantillon et M_x la masse sèche de sédiment à une température ' x ', on a la densité sèche d'un échantillon par la relation suivante :

$$D_{105} = ((M_{25} - M_{105}) / M_{25}) * 100 \text{ (Equation 1)}$$

Le sédiment sec est ensuite placé dans un four et chauffé à 550°C pendant 4 heures afin de détruire la matière organique. Le pourcentage de MO (% MO) est donné par l'équation 2 :

$$\% MO = ((M_{105} - M_{550}) / M_{105}) * 100 \text{ (Equation 2)}$$

Enfin, on place l'échantillon dans le four et l'on chauffe à 900°C afin de détruire les carbonates. Le taux de carbone inorganique (% CI) est déterminé par l'équation 3 :

$$\% CI = ((M_{550} - M_{950}) / M_{105}) * 100 \text{ (Equation 3)}$$

Santisteban et al. (2004) font néanmoins remarquer que la PAF ne permet pas d'appréhender de la façon la plus rigoureuse le taux de carbonates car la décomposition de certains minéraux débute à des températures inférieures à 550°C. Les auteurs mettent aussi en évidence l'influence des variations du contenu en minéraux argileux sur les résultats obtenus par cette méthode.

La méthode de la perte au feu permet également de déterminer la teneur en eau des sédiments, mais cette valeur est tributaire des conditions de stockage des carottes. Nous ne l'avons pas étudiée car les prélèvements ont été effectués après les prélèvements pour la microgranulométrie laser et le magnétisme. L'évolution de la densité sèche des sédiments de la carotte SK19 n'a en outre pas été étudiée car le volume de matériel prélevé n'a pas été constant.

Nous avons utilisé la méthode de Trentesaux et al. (2001) afin de définir le taux de carbonate des sédiments des carottes de Shkodra et de Corinthe lors des analyses microgranulométriques (voir chapitres 3 et 4). Cette méthode est basée sur l'étude de l'évolution de l'obscurisation lors de l'ajout d'HCl dans la cuve du microgranulomètre laser (ici *Malvern Mastersizer S*).

B. Minéralogie des argiles

La minéralogie des argiles peut être le reflet des variations climatiques via les processus d'altération et/ou un traceur de source terrigénique (e.g. dans le Golfe du Lion, van Welden et al., 2005a). Nous avons utilisé la diffraction des rayons X (XRD) sur la carotte SK19 du lac de Shkodra, avec une résolution d'environ 10 cm, en suivant la méthodologie décrite par Holtzapffel (1985).

Après avoir décarbonaté et maintenu en suspension les sédiments grâce à des rinçages successifs à l'eau distillée, les sédiments sont mélangés afin d'obtenir une suspension homogène. En se basant sur la loi de Navier-Stokes, les échantillons sont prélevés avec un trocart. Après centrifugation, les sédiments récupérés sont orientés sur une lame. Trois essais en XRD sont effectués : un naturel, un essai glycolé qui permet de mettre en évidence les minéraux gonflants tels que la smectite et enfin un essai chauffé (la lame est laissée à chauffer pendant 24 heures) qui permet de mettre en évidence les minéraux hydratés tels que la kaolinite. L'XRD a été effectuée à l'Université de Lille 1 (Lab. PBDS) sur un diffractomètre *Bruker type D4 Endeavor* (anticathode Cu, 24 kv 25 mA).

Les spectres RX ont ensuite été interprétés avec le logiciel MacDiff (Petschick, 2000).

C. Spectrocolorimétrie

Cette technique, dont les fondements sédimentologiques remontent aux années 60 pour l'usage des spectres en infrarouge (e.g. Chester et Elderfield, 1966) a connu un essor important en sédimentologie vers la fin des années 80, pour l'étude de la nature des sédiments marins. Citons notamment les travaux de Balsam (Balsam et Deaton, 1996 ; Balsam et al., 1998, 1999) qui utilise le paramètre réflectance L^* afin de définir l'évolution des différents composants sédimentaires de

carottes ODP, et notamment du taux de carbonates (Balsam et al., 1999). D'autres auteurs tels Mix et al. (1992) ou Debret et al. (2006) ont également utilisé la spectrocolumétrie sur différents sédiments et illustrent la variabilité du spectre de réflectance en fonction des composantes sédimentaires.

Nous avons utilisé un spectrocolumètre *Minolta CM-2600D* qui donne des intensités de réflectance pour des longueurs d'ondes comprises entre 400 et 700 nm avec un intervalle de mesure de 10 nm. Nous avons utilisé le mode CIE $L^*a^*b^*$ (notice Minolta 2002) qui couvre le spectre détecté par l'œil humain. La source lumineuse est une lampe xénon (illuminant D65) qui envoie un flash de 8 mm de rayon, équivalent à l'émission d'onde correspondant à une température de 6504K. Les mesures ont été effectuées à une résolution de 0,5 cm sur la carotte SK19 du Lac de Shkodra. L'étalonnage est effectué à partir d'un standard de $BaSO_4$ international (afin de s'affranchir des réflexions induites par le film plastique recouvrant les carottes sédimentaires). Nous avons comparé les différents paramètres (L^* , a^* et b^*) fournis par le spectrocolumètre afin de définir le plus pertinent pour l'analyse des carottes. L^* est classiquement utilisé pour l'étude du contenu en carbonates (Balsam et al., 1999), a^* a été utilisé comme proxy d'IRD (Ice Rafted Debris) par Helmke et al. (2002) et b^* a été utilisé par Debret et al. (2006) comme paramètre permettant de discuter du rapport entre les diatomées, les apports détritiques et la matière organique. Les spectres de réflectance ainsi que les valeurs de dérivée première sont donc associables à des variations de contenu sédimentaire : les pics des dérivées premières à 435 nm et 535 nm à la goethite (Deaton et Balsam, 1991), le pic à 565 nm avec l'hématite (Deaton et Balsam, 1991) et 675 nm avec la matière organique (Debret et al., 2006). La spectrocolumétrie est également couramment utilisée pour étudier les variations d'hématite et de goethite dans les loess (e.g. Ji et al., 2001, 2005). Dans tous les cas, l'usage de la spectrocolumétrie est validé par des analyses indépendantes. Nous avons comparé les résultats de spectrocolumétrie obtenus sur la carotte SK19 avec ceux, basse résolution, de PAF et ceux de susceptibilité magnétique (haute résolution).

D. Microscopie MEB et sonde EDS

Nous avons utilisé le microscope électronique à balayage *Cambridge Stereoscan 440* de l'Université de Savoie ainsi que la sonde EDS (Energy Dispersion Spectrometry) *Evex Sigma* afin de caractériser le contenu sédimentaire des carottes de Shkodra et de Corinthe. Les observations ont été faites sur du sédiment total dans lequel nous avons identifié les minéraux lourds, tels que les sulfures de fer ou la titanomagnétite, par rétrodiffusion. Les analyses à la sonde EDS sont semi-quantitatives et, en l'absence d'étalonnage, nous n'avons pas converti les résultats de poids relatif élémentaire en poids d'oxydes pour remonter à la formule minéralogique des minéraux observés. Dans le cas des sédiments de Shkodra, des échantillons ont été étudiés au MEB+EDS à l'Université de Pise (R. Sulpizio, cf chapitre 3). Nous avons également étudié au MEB des échantillons sédimentaire de la carotte MD01-2477 du Golfe de Corinthe.

IV.-Paramètres de taille de grain

Ils sont ici issus de l'étude de l'évolution de la taille des particules telle qu'on peut la déterminer par l'utilisation d'un microgranulomètre laser et permettent de discuter les processus de dépôt. Dans cette étude, l'analyse des paramètres texturaux vise à mettre en évidence la mise en place co-sismique de matériel sédimentaire.

Pratiquée sur les carottes de Shkodra et Corinthe, la microgranulométrie laser est utilisée comme paramètre textural en vue de définir les processus de dépôt (Pettijon et al., 1987). La distribution granulométrique est représentative de l'énergie du transport et du dépôt mais aussi de la granulométrie du matériel sédimentaire disponible. Elle est définie par les paramètres de grain moyen (le plus représentatif selon Pettijon et al., 1987), mode et médiane. Les paramètres de classement et d'asymétrie caractérisent la forme de la distribution et renseignent sur le processus de transport et l'environnement de dépôt. A noter que la signification des paramètres texturaux en terme de dynamique de sédimentation doit être modérée par les processus diagénétiques et notamment de l'authigénèse et/ou de la dissolution.

Les paramètres que nous avons utilisés sont définis comme suit :

Grain moyen : Le grain moyen est défini comme une « moyenne » de percentiles (Q_x où x correspond à un pourcentage de classes granulométriques) dont le nombre est variable (Q_{16} , Q_{50} et Q_{84} pour Folk and Ward, 1957). Le logiciel Malvern Sizer utilise 5 percentiles :

$$G.M = (Q_{10} + Q_{30} + Q_{50} + Q_{70} + Q_{90})/5$$

Mode : Le mode est la classe granulométrique la plus représentée, il est donné par le logiciel Malvern. La distribution granulométrique n'est pas toujours purement unimodale. L'utilisation de logiciels tels que « Peakfit » permet de déconvoluer le signal et de déterminer non seulement la valeur granulométrique des modes secondaires mais également de quantifier le rapport entre les modes.

Médiane :

$$M = Q_{50}$$

Classement : Le classement (appelé *Inclusive Graphic Standard Deviation*, **IGSD**, par Folk et Ward, 1957) est représentatif de la dispersion granulométrique autour de la valeur centrale. C'est un paramètre de tri qui permet de discuter des environnements de dépôt. Plus sa valeur est faible, meilleure est le classement. Pour Folk et Ward, le classement est bon lorsque la valeur est inférieure ou égale à 1 et commence à être mauvais lorsqu'il excède 1,5. Le classement défini par le logiciel Malvern est celui défini par Pettijon :

$$\text{Classement} = \sqrt{(Q_{75}/Q_{25})}$$

Asymétrie : L'asymétrie compare les percentiles 25% et 75% (relatifs à la fraction fine et la fraction grossière du sédiment) à la médiane. C'est un paramètre qui compare la contribution des sédiments les plus fins et les plus grossiers à la distribution granulométrique générale.

Une asymétrie fortement positive indique un mauvais classement dû à une contribution des particules plus grossières, alors qu'une asymétrie faible est imputable à une contribution plus importante de la fraction fine.

$$\text{Asymétrie} : (Q_{25} \times Q_{75}) / Q_{50}^2$$

Kurtosis : La Kurtosis est un paramètre qui décrit la forme du mode. Elle est positive quand le mode est pointu (bon classement de la classe la plus représentée) et négative quand le mode est plat.

Nous avons utilisé l'ensemble des classes granulométriques pour des représentations 3D (profondeur, classe granulométrique, pourcentage des classes) avec Matlab. Cette visualisation est la plus objective pour présenter l'évolution de l'importance des classes granulométriques au cours du temps et permet d'illustrer les changements de dynamique sédimentaire.

Les mesures ont été faites sur microgranulomètre laser Malvern Mastersizer S (Université de Savoie). Après stabilisation de l'obscurité du faisceau laser entre 10 et 20 %, nous avons déterminé les paramètres de taille à partir de 10,000 mesures.

Le logiciel Malvern fournit 64 classes granulométriques, entre 0.06 μm et 878.67 μm . Peu d'échantillons comprennent des sédiments dont le diamètre est supérieur à cette dernière.

La représentation des résultats par des graphiques binaires apporte de précieuses informations permettant de discriminer les processus de dépôt. La représentation des résultats par des graphiques binaires apporte des informations permettant de caractériser la dynamique transfert/dépôt, et ce de deux manières : 1) en discriminant des populations de grains correspondant à une catégorie-source ou à une dynamique donnée, 2) en analysant le « parcours » suivi par une succession d'échantillons prélevés de bas en haut dans une strate individuelle (un événement de dépôt). C'est surtout la seconde approche (utilisation dynamique des diagrammes) que nous avons utilisée. Nous avons utilisé le diagramme « classement-asymétrie » qui a démontré son utilité pour discuter des processus de dépôt (Lignier et al., 1998, Arnaud et al., 2002 ; Beck et al., 2007 ; Carrillo 2006) pour les écoulements gravitaire, ainsi que le diagramme de Passega (1957 et 1964, figure 2.3) qui peut renseigner sur l'énergie et le type de transport qui conduisent à la mise en place des sédiments. Il est nécessaire de prendre des précautions car Passega définit des zones dynamiques à partir de sédiments prélevés dans des environnements précis tels qu'une rivière ou une plage. Le cas des sédiments lacustres n'a pas été pris en compte par l'auteur. Ainsi, lors que l'on se trouve dans le cas d'un « underflow », l'agent dynamique principal est la rivière, mais la contribution des sédiments lacustres décale les points du domaine « traction » au domaine « suspension » (figure 2.3).

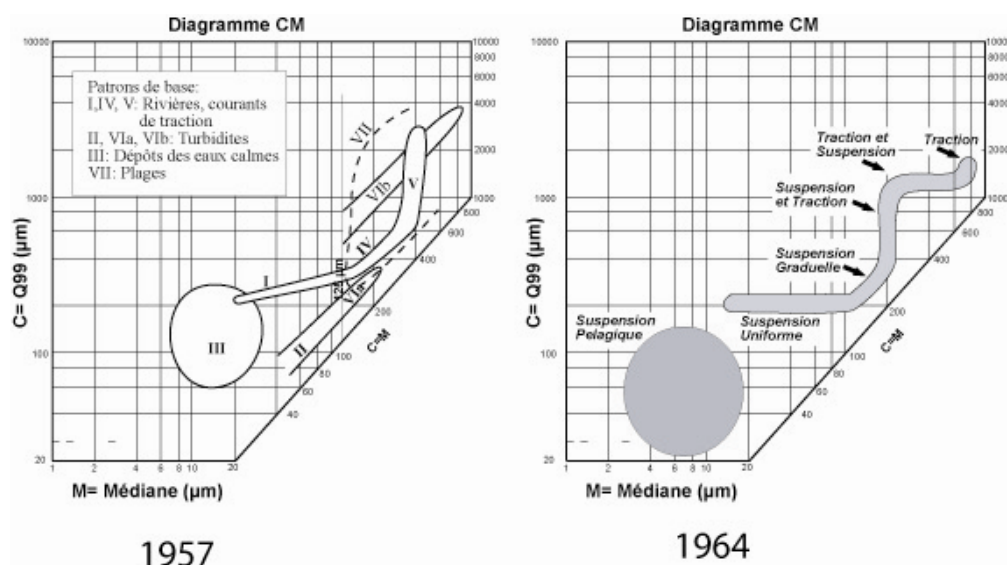


Figure 2.3 : Diagramme de Passega (1957, 1964) présentant les caractéristiques granulométriques associées à des environnements de dépôt particuliers.

Passega diagram (Passega, 1957, 1964) presenting the grain size characteristics associated with several depositional environments.

Le « sortable silt » est également étudié, c'est la classe granulométrique comprise entre 10 et 63 microns et peut être un indicateur de courants intéressant (McCave et al., 1995). A partir des classes disponibles avec le granulomètre, nous avons utilisé les valeurs entre 10,48 μm et 56,23 μm .

V.-Propriétés magnétiques

Dans cette partie, nous détaillerons les méthodes magnétiques que nous avons utilisées sur les carottes sédimentaires de Shkodra et Corinthe. Nous nous sommes intéressés d'une part à la concentration en minéraux magnétiques, leur nature et à la fabrique sédimentaire (*via* l'anisotropie de susceptibilité magnétique). Cette méthode a été employée dans le but de mettre en évidence des mécanismes de dépôt particuliers mais également d'identifier les perturbations post-dépôt. Les mesures d'aimantation ont été effectuées sur les sédiments du lac de Shkodra (SK12 et 80 premiers centimètres de la carotte SK13) au laboratoire de magnétisme de l'IPGP à Jussieu sur un magnétomètre cryogénique *SQUID 2C* (2GH). Nous avons utilisé les principes généraux de l'étude du magnétisme des sédiments et roches présentés dans les ouvrages de : Tarling & Hrouda (1993), Dunlop & Ozdemir (1997), Tauxe (2001) et Evans & Heller (2003). Blanchet (2006) présente en outre les grands principes du magnétisme de manière particulièrement claire.

A. Concentration des particules magnétiques

La concentration en particules magnétiques est reflétée principalement par la **susceptibilité magnétique en champ faible** (notée **K** ou χ_{f} suivant les auteurs). La susceptibilité magnétique des sédiments résulte du mélange de particules ferromagnétiques (forte susceptibilité magnétique e.g. la magnétite) et paramagnétiques (faible susceptibilité magnétique e.g. carbonates et argiles), fortement dépendantes de la température, mais aussi des particules diamagnétiques (e.g. silice) dont la contribution au magnétisme des sédiments est négligeable et indépendante de la température. Comme le soulignent Evans et Heller (2003), l'intérêt se porte naturellement sur les particules ferrimagnétiques, mais dans les environnements sédimentaires, la susceptibilité magnétique est souvent portée par les minéraux paramagnétiques.

La susceptibilité magnétique est nulle à négative pour la matière organique.

En plus de la nature et de la concentration des particules, la susceptibilité magnétique est contrôlée par leur taille.

Nous avons mesuré la susceptibilité magnétique (SM) volumique des sédiments de Shkodra et de Corinthe à l'aide d'un Bartington MSE 2 sur demi-carotte à une résolution comprise entre 0,5 cm et 2 cm suivant les cas (détail dans les chapitres 3 et 4). De plus, nous avons déterminé la SM de certains échantillons de ces deux sites d'études à l'aide d'un Kappabridge KLY3.

Nous avons mesuré l'**Aimantation Rémanente Anysthérique (ARA)**, particulièrement sensible à la taille des particules magnétiques. L'ARA augmente lorsque la concentration en petites particules de magnétite augmente (Yu et Oldfield 1989). Ce paramètre a été utilisé à une résolution de 2 cm. L'ARA est obtenue par application d'un champ stationnaire de 0,1 mT et d'un champ alternatif de 100 mT. L'ARA a été mesurée sur les U-Channels par étapes successives (10, 15, 20, 30, 40 et 50 mT). La susceptibilité de l'ARA, (χ_{ara}) est obtenue en la normalisant par le champ direct (1 mT = 79,6 A/m, Walden et Ballantyne 2002).

Nous avons enfin mesuré l'**Aimantation Rémanente Isotherme (ARI)**, qui dépend du champ magnétique appliqué, de la taille, de la nature et de la concentration des particules magnétiques. L'ARI a été mesurée après désaimantation brutale dans un champ à 100 mT, puis à 1T (ARI supposée à saturation **ARIS**) et enfin dans un champ inverse à 300 mT. Nous n'avons pas eu l'opportunité d'effectuer des tests avec augmentation progressive du champ de 100 mT à 1T.

B. Paléomagnétisme

L'**Aimantation Rémanente Naturelle (ARN)** reflète les caractéristiques du champ magnétique terrestre existant au moment du dépôt. Nous avons mesuré l'ARN tous les 2 cm sur les U-Channels. Le champ alternatif de démagnétisation (AF) a été imposé en étapes successives (10, 15, 20, 30, 40, 50 et 60 mT) sur ces U-Channels.

C. Taille et nature des grains magnétiques

L'étude de relations entre les différents paramètres décrits précédemment permet de caractériser la nature et la taille des grains magnétiques. Nous négligeons les interactions entre les particules magnétiques car elles sont le plus souvent dispersées dans les sédiments (Dunlop & Ozdemir, 1997).

Afin de définir la nature et la taille des grains magnétiques, nous avons effectué des mesures de point de Curie et des cycles d'Hystérésis sur les sédiments du Golfe de Corinthe.

La **température de curie** est la température à laquelle un minéral (ferri-)magnétique perd son aimantation. Chaque minéral magnétique a donc une température qui lui est propre (580°C pour la magnétite).

Nous avons mesuré la température de curie à partir du Kappabridge KLY3 de l'Institut de Physique du Globe de Paris (Laboratoire de magnétisme de Saint Maur des Fossés) équipé d'un microfour. Ces mesures ont été faites sur quelques échantillons du Golfe de Corinthe afin de tester la présence éventuelle de minéraux authigènes dans les sédiments lacustres.

Les **propriétés d'hystérésis** (figure 2.4) sont dépendantes de la taille des particules magnétiques. Les paramètres utilisés sont l'aimantation à saturation (M_{RS}), l'aimantation rémanente à saturation (M_R), le champ coercitif dans lequel l'aimantation induite est nulle (H_C) et le champ coercitif de rémanence (H_{CR}) dans lequel l'aimantation rémanente est nulle. M_R et M_{RS} dépendent de la concentration en minéraux magnétiques alors que les rapports H_{RS}/H_C et M_{RS}/M_R dépendent de la nature et de la taille des particules magnétiques.

Le diagramme de Day et al. (1977), présenté figure 2.4, est couramment utilisé pour évaluer qualitativement la taille des particules. Les rapports évoqués varient avec le nombre de domaines magnétiques et donc la taille des grains : pour des tailles de grains importantes (grains **MultiDomain**), H_{CR}/H_C augmente alors que H_{RS}/H_C diminue et vice versa pour les grains de petite taille (**SingleDomain**). Les limites définies par Day et al. (1977) et modifiées par Roberts (1995) pour la magnétite ne sont plus valides dès lors l'on a un mélange de minéraux.

En complément de la susceptibilité magnétique et d'observations au MEB, nous avons étudiés les propriétés d'hystérésis de 13 échantillons des sédiments lacustres et marins du Golfe de Corinthe afin de mettre en évidence les changements de taille des particules magnétiques dans les deux environnements de dépôt. Après correction des effets du paramagnétisme, nous avons replacés les rapports d'hystérésis dans le diagramme de Day.

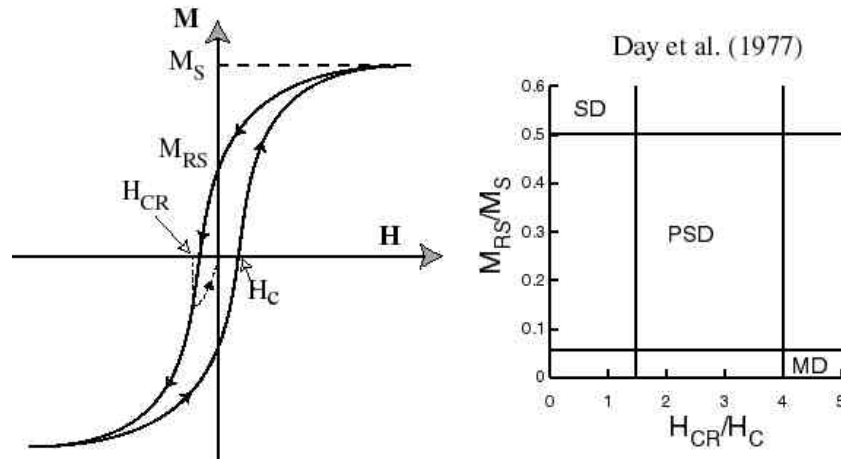


Figure 2.4 : Représentation du cycle d'hystérésis (gauche) et du diagramme de Day (1977) qui permet de définir la taille des particules ferrimagnétiques.

Hysteresis curve (left) and Day diagram (Day, 1977).

Pour les sédiments de Shkodra, nous avons étudié les **relations entre la SM, l'ARA et l'ARI** pour étudier la nature et la taille des grains magnétiques.

Le rapport **ARA/ARIS** reflète la taille des particules de (Ti-)magnétite. Plus ce rapport est fort et plus la taille des particules est faible. Le rapport **ARA/ χ** peut indiquer la taille des grains pour une minéralogie et une concentration constantes. La taille des grains de magnétite peut également être approchée par le rapport **ARA₃₀/ARA** (où ARA est l'intensité de l'ARA pour un champ AF de 30 mT). Plus ce rapport est élevé et plus la proportion en magnétite monodomaine (MD, magnétite fine) est importante. Ces considérations ne sont cependant pas valides quand d'autres minéraux ferromagnétiques tels que la greigite (Fe₃S₄) ou la pyrrhotite (Fe₇S₈) sont présents. Selon Roberts (1995), les valeurs d'ARIS/K de la greigite sont fortes alors que Peters et Thompson (1998) démontre que la pyrrhotite est d'une part caractérisée par de fortes valeurs d'ARIS/K et d'autre part que le rapport ARA₃₀/ARA augmente fortement tant avec la greigite que la pyrrhotite.

Nous avons utilisé l'ARI dure (**ARId**) :

$$ARId = (ARIS + ARI_{0.3T})/2$$

Où ARIS est l'ARI à saturation et ARI_{0.3T} est l'ARI après désaimantation dans un champ inverse à -300 mT. L'ARId est la fraction de l'ARIS acquise sous 0.3T et donc celle de minéraux fortement coercitifs tels que l'hématite, la goethite et les sulfures de fer non ferrimagnétiques.

Le S-ratio est le ratio entre l'aimantation des minéraux à faible coercivité et celle des tous les minéraux ferrimagnétiques.

$$S\text{-ratio} = ARI_{0.3T}/ARIS$$

D. Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM)

L'ASM est propriété magnétique qui permet de définir la fabrique et la structure des roches (sédimentaires, magmatiques, ou métamorphiques, Rochette et al. (1992). C'est une méthode très sensible qui peut détecter de très faibles anisotropies (de l'ordre de 10⁻⁸ SI). La susceptibilité magnétique est définie par un tenseur symétrique de troisième ordre, représenté par un ellipsoïde

dont les trois axes (K1, K2 et K3) correspondent aux axes de susceptibilité maximale, intermédiaire et minimale (figure 2.5).

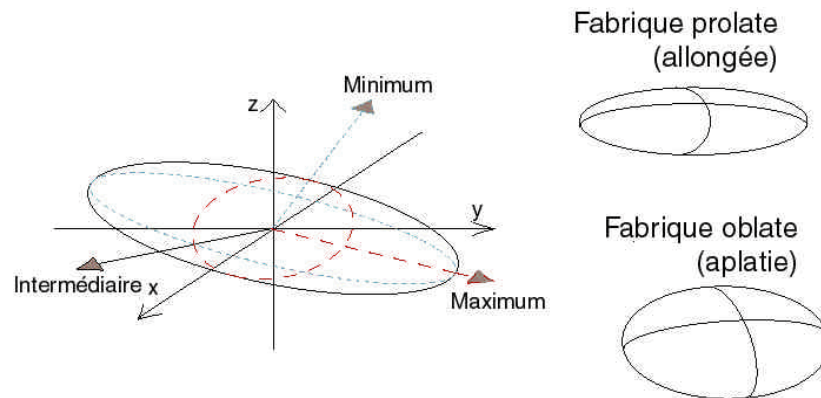


Figure 2.5 : Représentation de l'ellipsoïde qui définit l'ASM avec ses axes maximum, intermédiaire et minimum.
Representation of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility ellipsoid

L'ASM est contrôlée par les anisotropies magnétocristallines, par la forme des particules et l'arrangement des particules. C'est surtout ce dernier qui nous intéresse en tant que signature des conditions d'immobilisation des particules et/ou de leur éventuelle remobilisation. Pour les roches sédimentaires, l'ASM peut également être un indicateur de changements de vitesses de courant ou d'environnement de dépôt (e.g. Joseph et al., 1998). En milieu calme, la fabrique normale d'un dépôt est caractérisée par l'axe K1 horizontal et l'axe K3 vertical. Des fabriques dites inverses ou anormales (K3 dans le plan de dépôt) sont parfois observées. Elles peuvent être, d'une part, liées à un contenu minéralogique particulier (richesse en magnétite ou en carbonates ferri-fères ; Rochette et al., 1992), ou à des perturbations liées au processus de carottage (Aubourg et Oufi, 1999 ou Kanamatsu et Matsuo, 2003).

Nous avons étudié l'ASM d'échantillons cubiques (8 cm³ en moyenne) prélevés directement dans les carottes ou à partir de U-Channels (figure 2.6) pour effectuer des mesures en continu (tous les deux cm). Nous avons effectué des mesures d'ASM sur les sédiments de Shkodra (carottes SK19 et en continu sur la carotte SK13) ainsi que sur les deux carottes de Corinthe (2477 & 2479). Les mesures ont été faites à l'IPGP St Maur sur Kappabridge KLY3.

Nous nous sommes intéressés aux paramètres d'ASM de linéation (L), foliation (F), le degré d'anisotrope (Pj) ainsi que le paramètre de forme (T) définis de la manière suivante :

$$\text{Linéation} : L = K1/K2 \text{ (Basley et Boddington, 1960 ; Nagata, 1961)}$$

$$\text{Foliation} : F = K2/K3 \text{ (Stancey et al., 1960)}$$

$$\text{Degré d'anisotropie} : Pj = \exp\sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]} \text{ (Jelinek, 1981)}$$

$$\text{Paramètre de forme} : T = (2 \eta_2 - \eta_1 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3) \text{ (Jelinek, 1981)},$$

où K1, K2 et K3 sont les susceptibilités magnétiques des axes de l'ellipsoïde et $\eta_x = \ln(K_x)$.

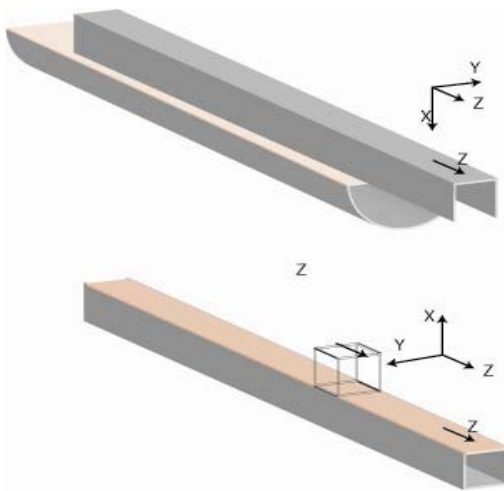


Figure 2.6 : Schéma représentant la méthode d'échantillonnage de la carotte SK13 par U-Channel.

Scheme representing the sampling of SK13 using U-Channel.

Nota Bene

Nous avons étudié différents paramètres magnétiques au cours de cette étude, sans pouvoir être exhaustif sur les méthodes (contrôle maximal de la minéralogie magnétique). Nous n'avons pas pu appliquer systématiquement l'échantillonnage le plus serré. En outre, nous avons travaillé sur sédiment total avec peu d'échantillons en ce qui concerne les essais de Curie et les propriétés d'hystérésis ; des extractions sont nécessaires afin de renforcer nos résultats qui semblent toutefois significatifs.

CHAPITRE 3

Sédimentation Holocène dans le Lac de Shkodra

I.-Introduction

L'introduction de ce chapitre est en partie tirée de l'ouvrage « *The Biota and Limnology of Lake Shkodra* », publié en 1981 par Beeton et Karaman. C'est un ouvrage de synthèse qui présente les résultats de 10 ans d'étude de la faune et de la flore du Lac de Shkodra telle qu'elle est identifiable au Monténégro. Excepté la carte bathymétrique, tous les résultats inclus dans ce livre concernent des observations faites dans une partie du lac à laquelle nous n'avons pas eu accès. Néanmoins, le travail des différents auteurs permet de caractériser la limnologie du lac ainsi que sa faune et sa flore actuelle.

Notre travail est donc la première étude limnogéologique entreprise sur le Lac de Shkodra.

A. Le Lac de Shkodra aujourd'hui

Le Lac de Shkodra (figure 3.1) occupe la majeure partie d'une dépression plane et horizontale entourée de reliefs orientés NW-SE dont l'altitude atteint presque 3000 mètres. La surface actuelle du lac est située 5 mètres au dessus du niveau marin. La profondeur du lac de Shkodra est d'environ 8 mètres (en moyenne), mais atteint 60 mètres dans les sources sous-karstiques (appelées « Okos ») qui bordent la partie ouest-monténégrine du lac. La rivière Moracá est le principal tributaire du lac (60%), le reste étant apporté d'une part *via* de petits cours d'eau la plupart du temps asséchés, et d'autre part *via* l'alimentation sous-karstique du lac. L'exutoire du lac est la rivière Bojana (appelée Buna au Monténégro), elle-même recevant les eaux de la rivière Kiri, qui traverse la ville de Shkodra, et de la Drin. La Drin est la rivière la plus importante d'Albanie avec un bassin versant total de l'ordre de 15 000 km². Elle est divisée en « Drin i Zi » (bassin versant de 6000 km²), qui alimente le lac d'Ohrid, et en « Drin i Bardhe » (9000 km²) qui se jette dans la rivière Buna. Le régime de précipitations et le rapport important entre la surface du bassin versant et la surface du lac peuvent induire des fluctuations saisonnières du niveau du lac atteignant 5 mètres. Actuellement, comme nous le verrons

par la suite, des aménagements ont permis de réduire le marnage du lac.



Figure 3.1 : Carte de localisation du Lac de Shkodra en Europe.
Location map of Shkodra Lake in Europe.

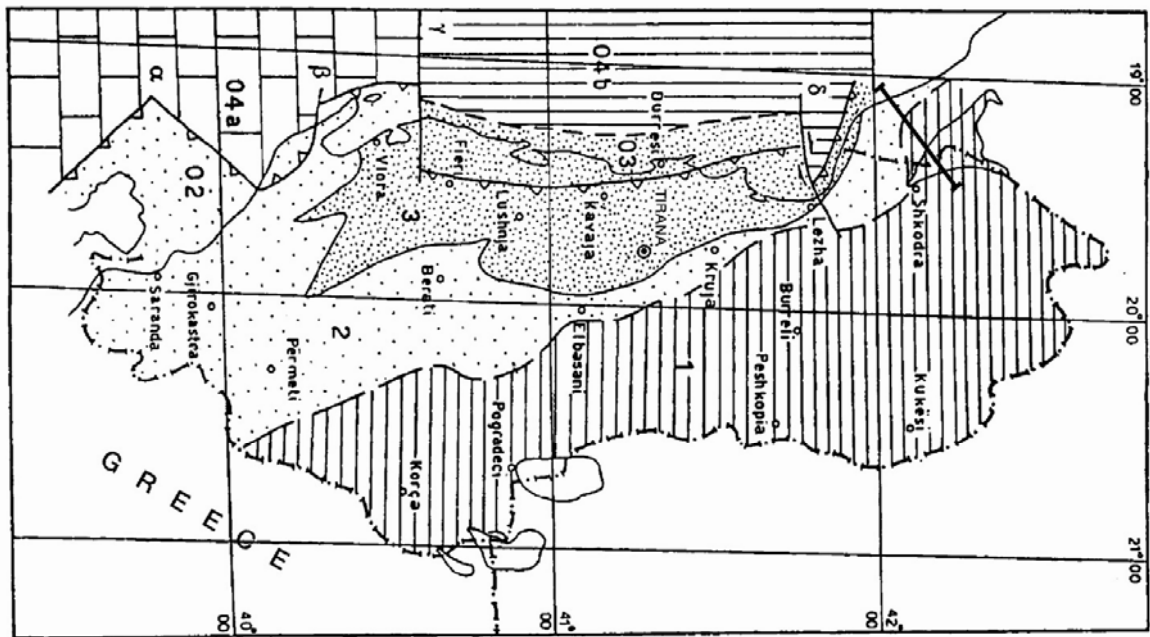
B. Cadre géologique et sismotectonique

Le Lac de Shkodra est situé dans une zone plissée dont la caractéristique principale est une discontinuité structurale des unités Méso-Cénozoïques : la Transversale de Scutari-Pëc (ou Shkodra-Pëc). Cette discontinuité est interprétée par différents auteurs (e.g Dercourt, 1968 ; Papa, 1970) comme une paléo-faille transformante et semble être la limite nord de la zone de déformation des Héliénides-Dinarides couvrant l'Albanie et le Nord de la Grèce. D'après van Hinsbergen et al. (2005), cette zone a été affectée d'une rotation horaire de 40° entre 15-13 Ma et 8 Ma. Au cours du Plio-Quaternaire, le territoire albanais et ses alentours subit un soulèvement (Aliaj et al., 2001). L'intérieur du pays est affecté de tectonique extensive favorisant la formation de horsts et grabens, parfois associé à des petits bassins lacustres Pliocènes. La dépression péri-adriatique (Fig. 3.2) est alors un bassin marin. Ces bassins marins et lacustres se sont fermés au début du Pléistocène (Aliaj et al., 2001b). Depuis le Pléistocène moyen, le soulèvement général continue, mais on observe également de la subsidence conduisant à la formation de lacs Quaternaires. Les lacs de Shkodra, Prespa, Ohrid et Butrini ainsi que les plaines de Korça, Elbasani et Zadrima se sont formées à la suite de ces mouvements extensifs à échelle locale ou régionale (Aliaj et al., 2001). Le lac de Shkodra est donc situé dans la zone des Albanides internes (Fig. 3.2) affectées par la tectonique extensive depuis le Pliocène. Les reliefs entourant le lac de Shkodra sont supposés avoir été soulevés à la faveur de failles normales qui définissent la morphologie actuelle du lac (Fig. 3.2, Duni et al., 2003).

L'Albanie est située sur la ceinture sismique méditerranéenne où les (micro-)plaques se déplacent afin d'accommoder la contrainte liée à l'affrontement entre la plaque Afrique et la plaque eurasiennne (dont une des conséquences est la subduction Hellénique). Le risque sismique est donc particulièrement important en Albanie (Duni et al., 2003). Muço (1998) mentionne le fait que l'Albanie subit une sismicité constante : d'une part des séismes réguliers, principalement saisonniers induits par les fluctuations des niveaux d'eau des nappes souterraines (Muço, 1999) et d'autres, rares mais destructeurs (Muço et al., 2002, Duni et al., 2003).

Au cours de la période historique, 55 séismes importants ont été documentés en Albanie, principalement à proximité des grandes villes de Durrës, Apollonia et Butrint. Nous ne disposons pas d'informations concernant d'éventuelles destructions liées aux séismes dans la zone de Shkodra pour cette période.

Aliaj et al., 2001b



LEGENDE :

- 1 : Zone interne de plissements Alpins affectés par de la tectonique extensive depuis le Pliocène.
- 2 : Zone externe des plissements Alpins fortement soumis à des contraintes compressives pré-Pliocène (secteur offshore 02)
- 3 : Dépression Péri-Adriatique affectée par une déformation compressive post-Pliocène (zone 03 offshore).
- 4 : Bassin d'avant pays Pilo-Quaternaire.

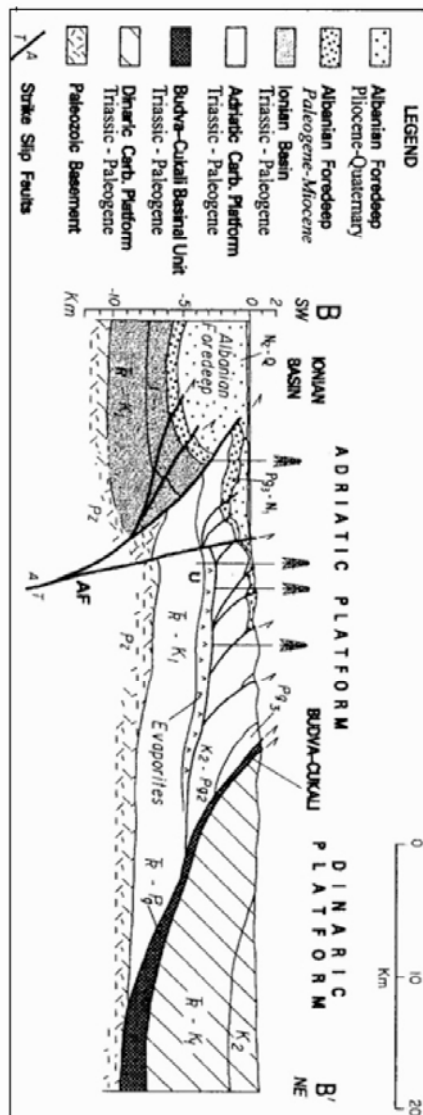


Figure 3.2 : Carte morphostructurale de l'Albanie (d'après Aliaj et al., 2001, à droite) et coupe géologique de la zone de Shkodra d'après Picha (2002). Voir le texte pour les explications.

Morphostructural map of Albania (left) and related cross section for the Shkodra area (above).

Pour la période instrumentale (fin du XIX^{ème} siècle), deux séismes importants ont été reportés pour la ville de Shkodra (Duni et al., 2003).

Le premier s'est produit en 1905, sa magnitude a été estimée à $M_w=6,6$ par Sulstarova et Kociaj (1975) pour une durée de l'ordre de 10 à 12 secondes (Mihajlović, 1949) et plus de 600 répliques. De nombreuses maisons furent détruites (figure 3.3). Des phénomènes de liquéfactions ont été identifiés ainsi que des modifications des niveaux des eaux souterraines et des chutes de blocs (Kociaj et Sulstarova, 1980). Ces auteurs mentionnent également un important effet de site lié à la nature du sous-sol proche (plaine alluviale).

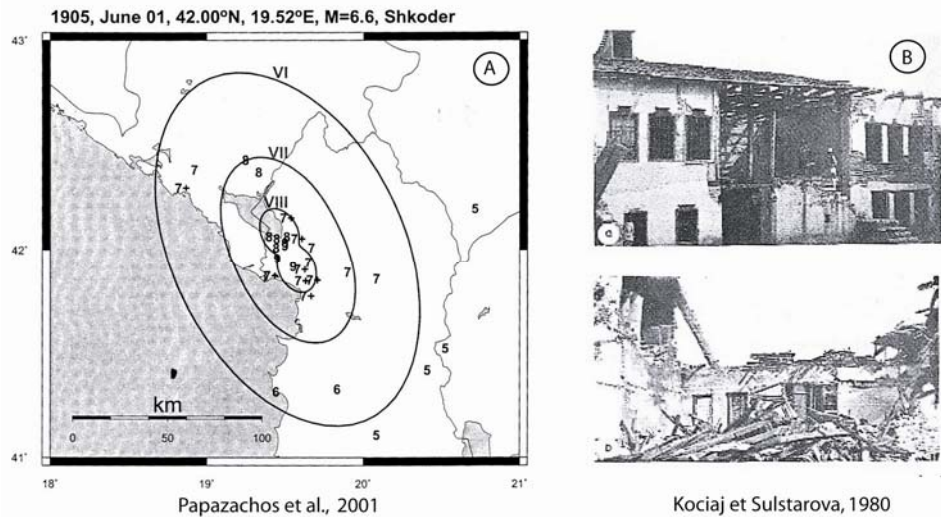


Figure 3.3 : Carte des intensités liées au séisme de 1905 (A, Papazachos et al., 2001) et photos des dégâts occasionnés par le séisme à Shkodra (B, Kociaj et Sulstarova, 1980)

Isoseismic map for the 1905 earthquake (A) and pictures showing the related destructions in Shkodra Town (B).

Le deuxième événement majeur ($M_w=7,1$) s'est déroulé le 15 avril 1979 avec une forte réplique ($M_w=6,2$) le 24 mai de la même année. L'épicentre des deux séismes de 1979 est situé au large du Monténégro (figure 3.4). Le mécanisme au foyer révèle un séisme en chevauchement sans composante décrochante majeure (Benetatos et Kiratzi, 2006). Kociaj et Sulstarova (1980) précisent que les effets visibles du séisme dans la ville de Shkodra ont été du même ordre que ceux induits par l'événement de 1905. Le séisme de 1979 a eu des effets sur la côte Adriatique et a engendré d'importants dommages dans quelques villes majeures du Monténégro.

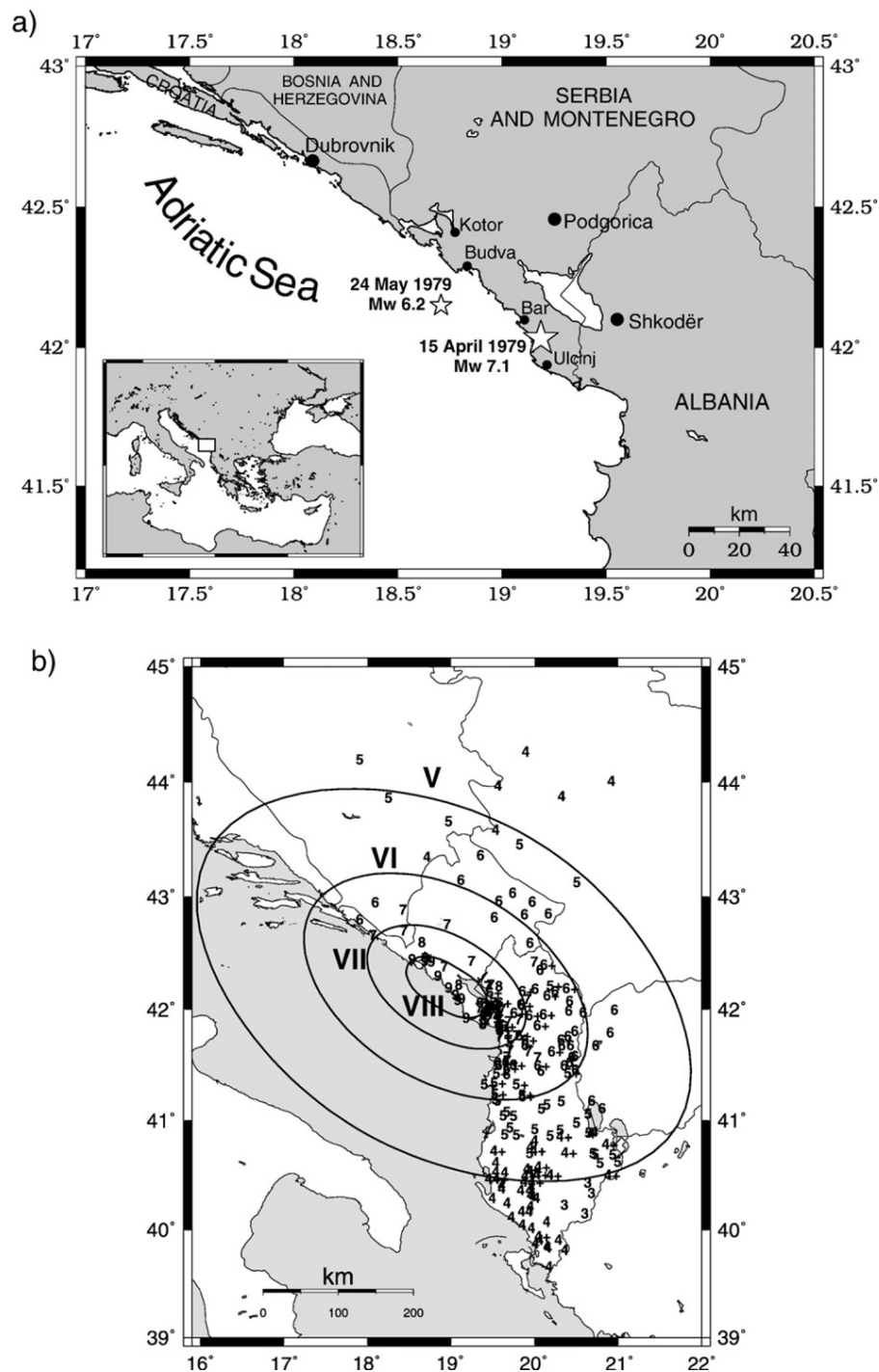


Figure 3.4 : Position des épicentres des deux séismes de 1979 (a) et zonation de l'intensité (b) d'après Bentatos et Kiratzi (2006).

Position of 1979 earthquakes epicentres (a) and isoseismic map (b) after Benetatos and Kiratzi (2006).

C. Cadre climatique

Le climat de la zone étudiée est de type méditerranéen avec des périodes de crues éclair pouvant être destructrices (ex. 1962-1963). C'est le risque naturel le plus important en Albanie. En outre, la morphologie de l'Albanie accroît le risque de crue. C'est un pays 'rectangulaire' long de 300 km et large de 100 km avec une plaine côtière encadrée de reliefs dont l'altitude atteint couramment plus de 2000 m. Kolanesci (2000) propose un inventaire et des scénarii de crues en Albanie depuis 2

siècles. L'aménagement de la Drin par la construction d'un barrage hydroélectrique à la fin des années 70 visa entre autre à contrôler directement le régime de la rivière d'une part et indirectement celui du lac. Le marnage est par conséquent plus faible aujourd'hui. L'imagerie satellite des crues de 2004 montre cependant que la partie orientale du lac est toujours sujette à crues notables du lac, couplées à celle de la rivière Moraça (figure 3.5).

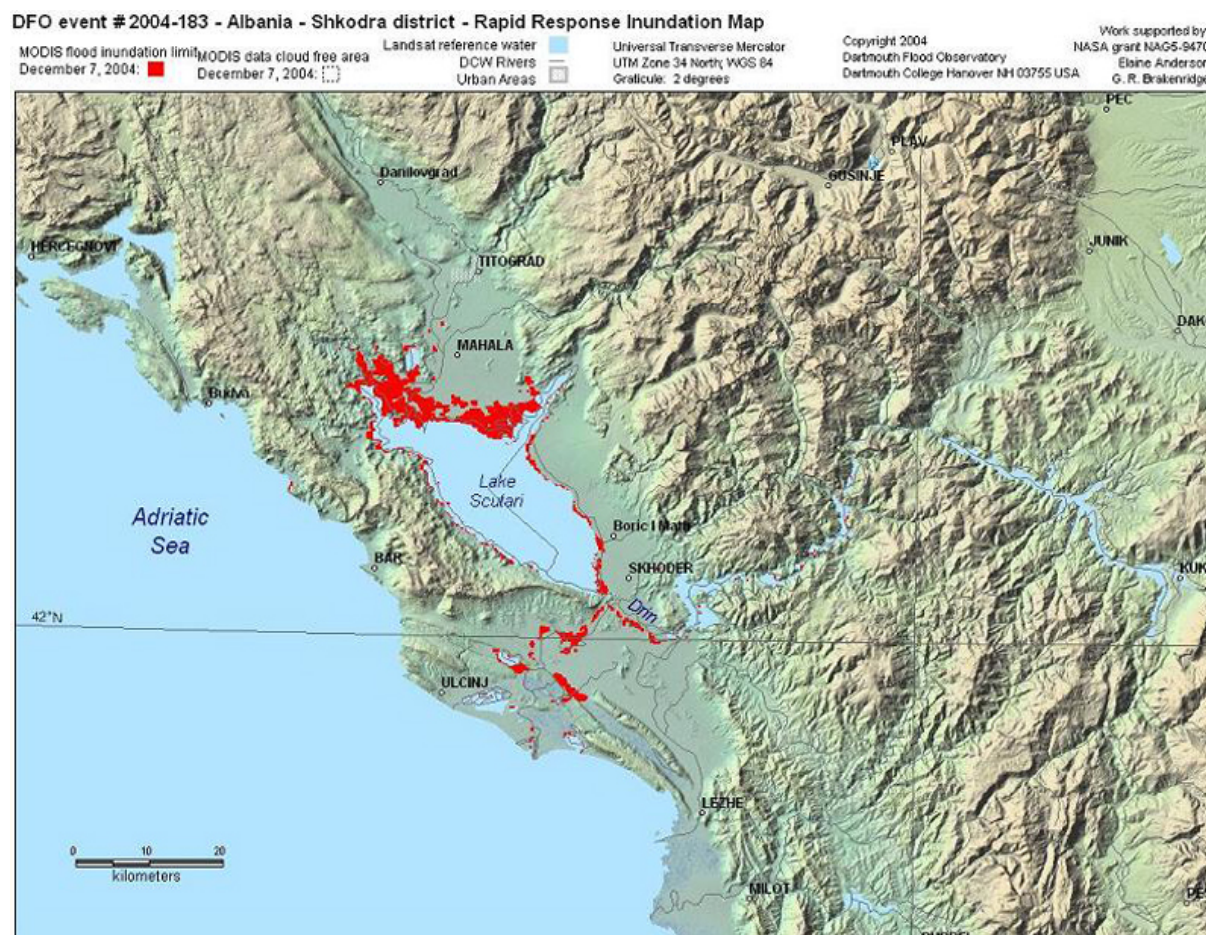


Figure 3.5 : Carte représentant la crue de 2004 dans la zone de Shkodra (Dartmouth Observatory). Le niveau de base est en bleu et les zones inondées sont en rouge (imagerie satellitale Modis). On remarque que la zone la plus inondée est située au NW, où la Moraça se jette dans le lac.

Modis-derived flood map of Shkodra. The main inundation area is located where the Moraça goes into the lake.

Les précipitations en Albanie atteignent 1450 mm/an en moyenne (Kolanesci, 2000). Les mois les plus secs sont juillet et août alors que les précipitations se concentrent principalement sur les mois de novembre et décembre. Les précipitations sont potentiellement importantes jusque mars. Les Alpes Albanaïses sont le plus touchées par ces précipitations avec une moyenne de 3000 mm/an. La contribution de la fonte des neiges semble négligeable comparée aux précipitations sous forme liquide. Le caractère « flash-flood » des crues en Albanie est dû à la charge rapide des rivières (8-10 heures) et au caractère imprévisible de leur cours. Comme nous l'avons mentionné au début de cette partie, un événement particulièrement destructeur s'est déroulé entre novembre 1962 et janvier 1963. Nous allons décrire brièvement cet épisode d'après Kolanesci (2000) car il a une extension nationale, contrairement aux autres épisodes notés par l'auteur, et car il a affecté particulièrement la rivière Drin et la zone de Shkodra. Les crues destructrices de 1962-1963 sont dues à 3 mois de pluies abondantes,

avec 3 débordements notables : 15-16 novembre 1962, 31 décembre 1962 et 18 février 1963. Ces crues sont liées à la formation de 37 cellules cycloniques sur la Méditerranée dont 7 affectèrent l'Albanie. Il en résulta 27 jours de précipitations en novembre, 21 en décembre, 23 en janvier et 20 en février. Les hydrographes ont été généralement caractérisés par un seul pic. Le débit moyen de la Drin au cours de cette période est estimé à 5180 m³/s. Les estimations de débit par période de retour indiquent des débits de 6530 m³/s pour un temps de retour de 100 ans 5870 m³/s pour un temps de retour de 50 ans et 4850 m³/s pour un temps de retour décennal. Les crues de 1962-1963 ont inondé une surface d'environ 20 000 km².

D. Matériel et résumé des analyses

Nous avons prélevé un ensemble de **carottes courtes** (gravity core d'environ 80 cm de longueur) et **longues** par piston (6 à 8 mètres composite). Les **sections** des carottes longues mesurent trois mètres avec un recouvrement de l'ordre de 50 centimètre entre chaque section.

Notre étude a été réalisée en deux phases :

- une analyse de carottes courtes destinée à étudier la sédimentation et les événements historiques, dont les séismes de 1905 et 1979;
- une étude des carottes longues destinée à étudier les modifications environnementales durant l'Holocène et éventuellement extrapoler les résultats précédents en matière de paléosismicité.

Les carottes courtes sont décrites dans l'article van Welden et al. (2008). Cet article est consacré à l'étude de la sédimentation des derniers siècles. La seconde partie des travaux est présentée dans son intégralité. Le Tableau 3.1 résume le matériel étudié et les analyses effectuées sur les carottes. Les paragraphes suivants se focaliseront sur la description et la corrélation des sections des carottes longues puis à l'étude de la sédimentation Holocène. Les sites de carottages sont présentés figure 3.6

Carotte	Susc mag. (pas mesure)	Radiochronologie	microgranulométrie laser	CaCO₃
SK06	5 mm	oui (radioelts)	2 mm	oui (LOI), 10 cm
SK07	5 mm	non	non	non
SK10	5 mm	non	non	non
SK16	5mm	non	non	non
SK17	5 mm	oui (radioelts)	2 mm	oui (LOI)
SK12	2 cm	oui (14C)	non	non
SK13	5 mm	oui (14C)	1 cm	oui (granulo)
SK19	5 mm	oui (14C)	1 cm	oui (LOI), 10 cm

Corg	argiles	ASM	Aimantation	MEB-EDS
oui (LOI), 10 cm	non	non	non	non
non	non	non	non	non
non	non	non	non	non
non	non	non	non	non
oui (LOI)	non	non	non	non
non	non	non	2 cm	oui
non	non	oui (2 cm)	oui *	oui
oui (LOI), 10 cm	oui (10 cm)	oui (10 cm)	non	oui

Tableau 3.1 : résumé des analyses effectuées sur les diverses carottes du lac de Shkodra. Radioelts : radionucléides. *Summary of analyses that were done on Shkodra cores. Radioelts : radionuclides.*

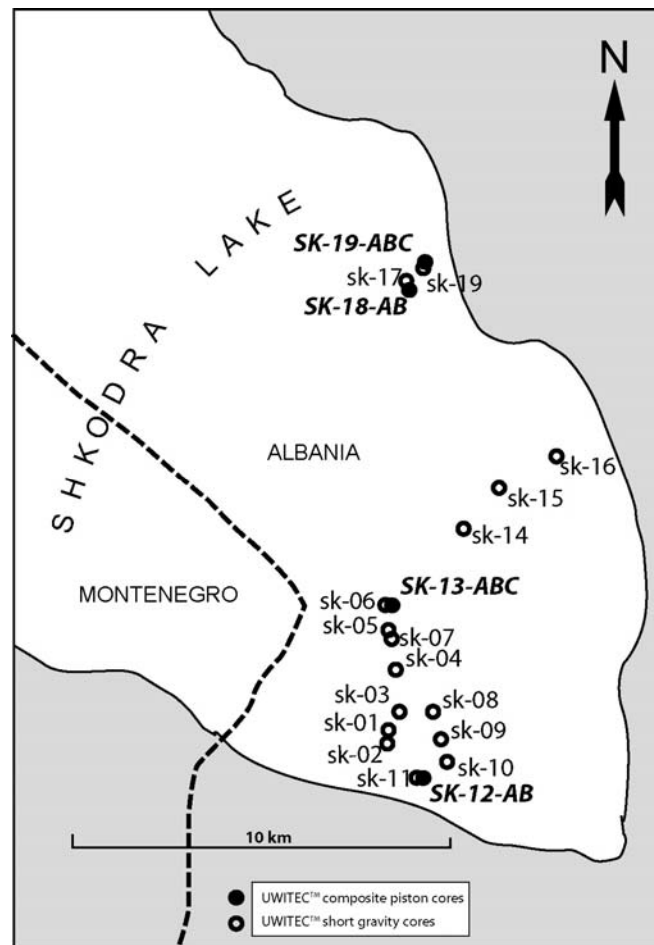


Figure 3.6 : Position de l'ensemble des carottes prélevées dans le lac de Shkodra.
Location of all the coring sites in Shkodra Lake.

II.-Description sédimentologique et assemblage des carottes composites

Pour chaque site, plusieurs sections successives de 3 m sont extraites avec un léger décalage horizontal de la plateforme de carottage et un recouvrement vertical de 50 cm. La corrélation entre les parties communes des diverses sections d'un même site a été effectuée à partir des résultats de Susceptibilité Magnétique (SM) et de niveaux sédimentaires repères pour les carottes SK12 et SK 19. Nous avons créé une série composite pour chacune des carottes. Chaque carotte de 3 mètres est découpée en section U (Upper) et L (Lower).

Les pics de susceptibilité magnétique correspondent à un enrichissement du sédiment en particules ferrimagnétiques et, partant, à un épisode de dépôt particulier considéré a priori comme généralisé géographiquement. Nous discuterons par la suite de la nature de ces particules et de leur origine.

A. Carotte SK19

La carotte SK 19 est la carotte la plus proximale. 3 carottes sont été prélevées sur le site (6 sections) : SK19 AU, AL, BU, BL, CU, CL.

1. Description sédimentologique

Les frottis révèlent une lithologie nettement dominée par les particules carbonatées majoritairement fines (micrite) avec quelques minéraux plus grossiers correspondant à du carbonate détritique. Le reste de l'assemblage est dominé par les argiles et la matière organique associées en agrégats. Des grains de quartz (<5%) sont également présents dans toute la carotte. Des diatomées pennées de type *Navicula* et *Diploneis* sont identifiables dans les carottes A et B. La base de la carotte (section CL) ne présente aucune diatomée, mais on note l'apparition de particules opaques correspondant à des oxydes.

Cinq faciès sont identifiables dans les carottes :

Le **Faciès A** correspond aux sédiments de couleur marron clair, composés de particules carbonatées, de quartz, d'argiles et de quelques diatomées. Ce faciès peut être enrichi en débris coquilliers. Le **Faciès B** est un faciès de couleur plus grise dans lequel des échardes de verre volcanique (*glass shards*) ont été identifiées,

Le **Faciès C** est un faciès sombre très riche en matière organique,

Le **Faciès D** est un faciès essentiellement argileux et sombre, riche en quartz fin, MO et avec peu de calcite,

Le **Faciès E** est un faciès essentiellement carbonaté, enrichi en galets mous d'argiles (de taille plurimillimétrique). Les faciès D et E, à la différence des autres faciès, ne présentent aucune diatomée.

Nous n'avons pas utilisé la section CU car elle est intégralement comprise dans l'unité BL. Les sections sont représentées dans la figure 3.7.

L'ensemble de l'accumulation sédimentaire peut être découpé en trois grandes unités :

L'**unité 1 (U1)**, basale, s'étend sur la quasi-totalité de la section CL (entre la base et 7 cm de profondeur) et entre la base et 117 cm dans la section BL. Cette unité est caractérisée par une transition du faciès E à la base au faciès D, puis du faciès D au faciès C ;

L'**unité 2 (U2)** est épaisse de 20 cm (97 à 117 cm dans la section BL), elle est caractérisée par des sédiments appartenant au faciès C, mais avec du matériel volcanique dispersé dans la MO entre 97 et 101 cm. Le passage à l'**unité 3** est franc, marqué par un contact net (érosif) entre le faciès C et des sédiments appartenant au faciès A ;

La base de l'**unité 3 (U3)** est grossière, on observe des sédiments sables avec des coquilles et débris de coquilles de bi-valve ainsi que des éléments de la taille des graviers. Entre 97 cm et 79 cm dans la section BL, l'unité 3 est silto-argileuse, avec de nombreux bioclastes dont la taille atteint quelques millimètres. Des débris organiques sont dispersés dans le sédiment. Les 6 cm sus-jacents appartiennent au faciès B, le matériel est de la taille des sables fins. Au dessus de ce niveau de cendres, on observe un très fin niveau de sédiments de couleur marron foncé, apparemment déformés. Au dessus de 67 cm les sédiments appartiennent à nouveau au faciès A, majoritairement silto-argileux, mais avec une proportion importante de particules sableuses. Les sédiments sont fortement enrichis en bioclastes entre 56 cm et 57 cm surmontés par un niveau très sombre ressemblant au faciès C, mais sans débris végétal visible. On passe ensuite à nouveau au faciès A enrichi de coquilles de bivalve. A 27 cm de profondeur dans cette section BL un niveau de sédiments fins, correspondant au faciès B, s'intercale dans les sédiments de faciès A.

La base de la section BU est dans la continuité de ce faciès A enrichi en débris bioclastiques et à MO dispersée. En remontant dans la carotte, on remarque néanmoins une bipolarisation du faciès A. Dans l'ensemble, le faciès A devient plus argileux et moins riche en MO & coquilles, mais on note à certains niveaux un enrichissement conséquent en débris coquilliers fins et/ou MO. Pour les bioclastes, c'est le cas des niveaux identifiés à 130 cm, 108 cm, 95-90 cm, 65 cm, 55-30 cm et 10 cm dans la section BU, 150-130 cm, 120 cm, 85-95 cm, 3-9 cm dans AL. Le contenu en MO dispersée est particulièrement

important dans la section AU entre 80 et 30 cm, alors que peu de débris de coquille sont observables. Entre 55 et 47 cm, le contenu en particules grossières semble plus important ainsi qu'entre 43 et 45 cm et à 35 cm. Les sédiments entre 30 cm et le sommet de la section sont beaucoup plus argileux, avec peu de coquilles ou de MO dispersée. On note un fin niveau enrichi en débris bioclastiques à 5 cm de profondeur.

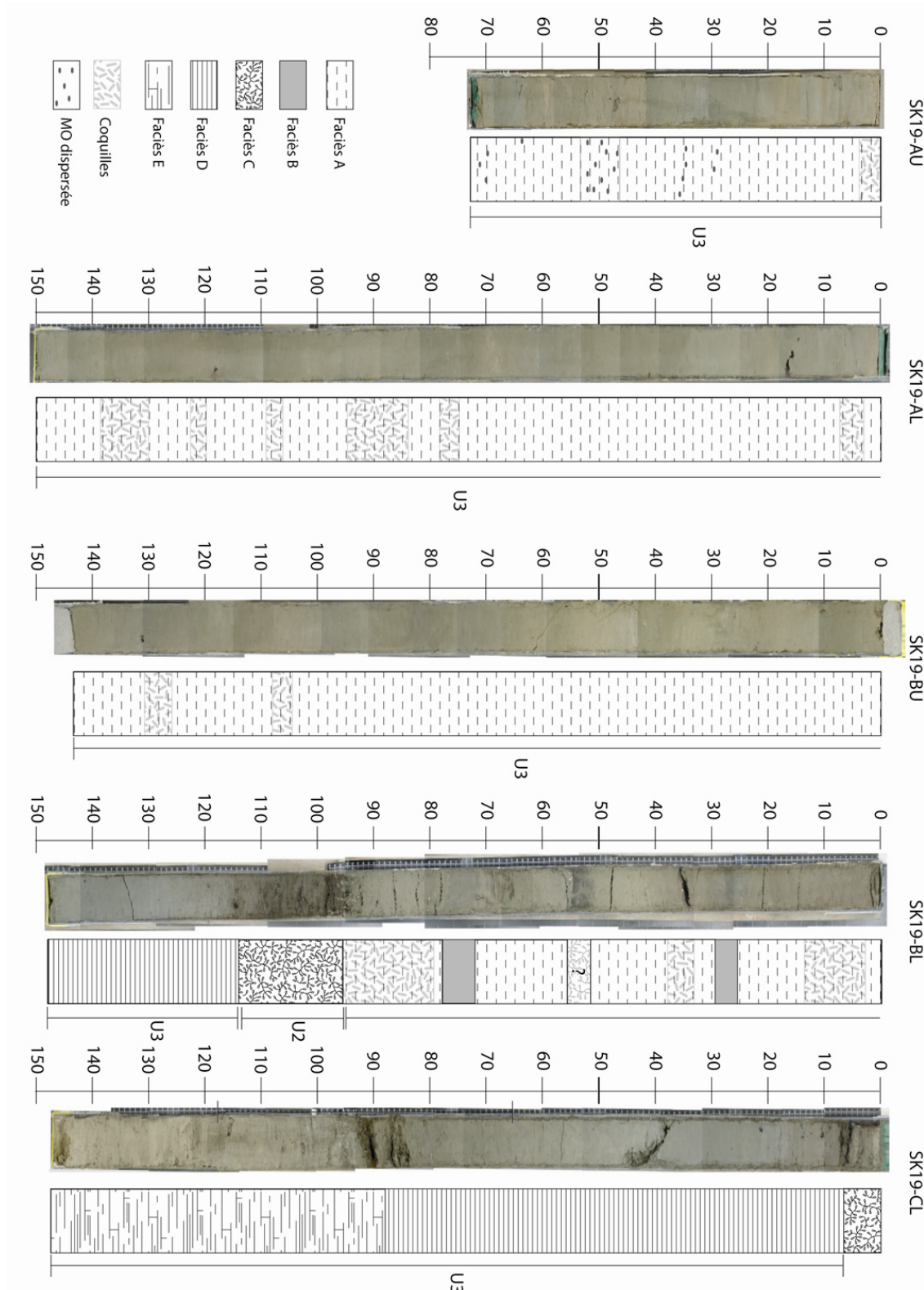


Figure 3.7 : Log stratigraphique de l'ensemble des sections de la carotte SK19.
Stratigraphic log of SK19 core.

2. Carotte composite

La reconstitution de la carotte composite est ici possible tant grâce aux variations de faciès qu'aux variations de SM. A partir des 5 sections, la carotte SK19 représente environ 6 mètres de sédimentation (figures 3.8 et 3.9).

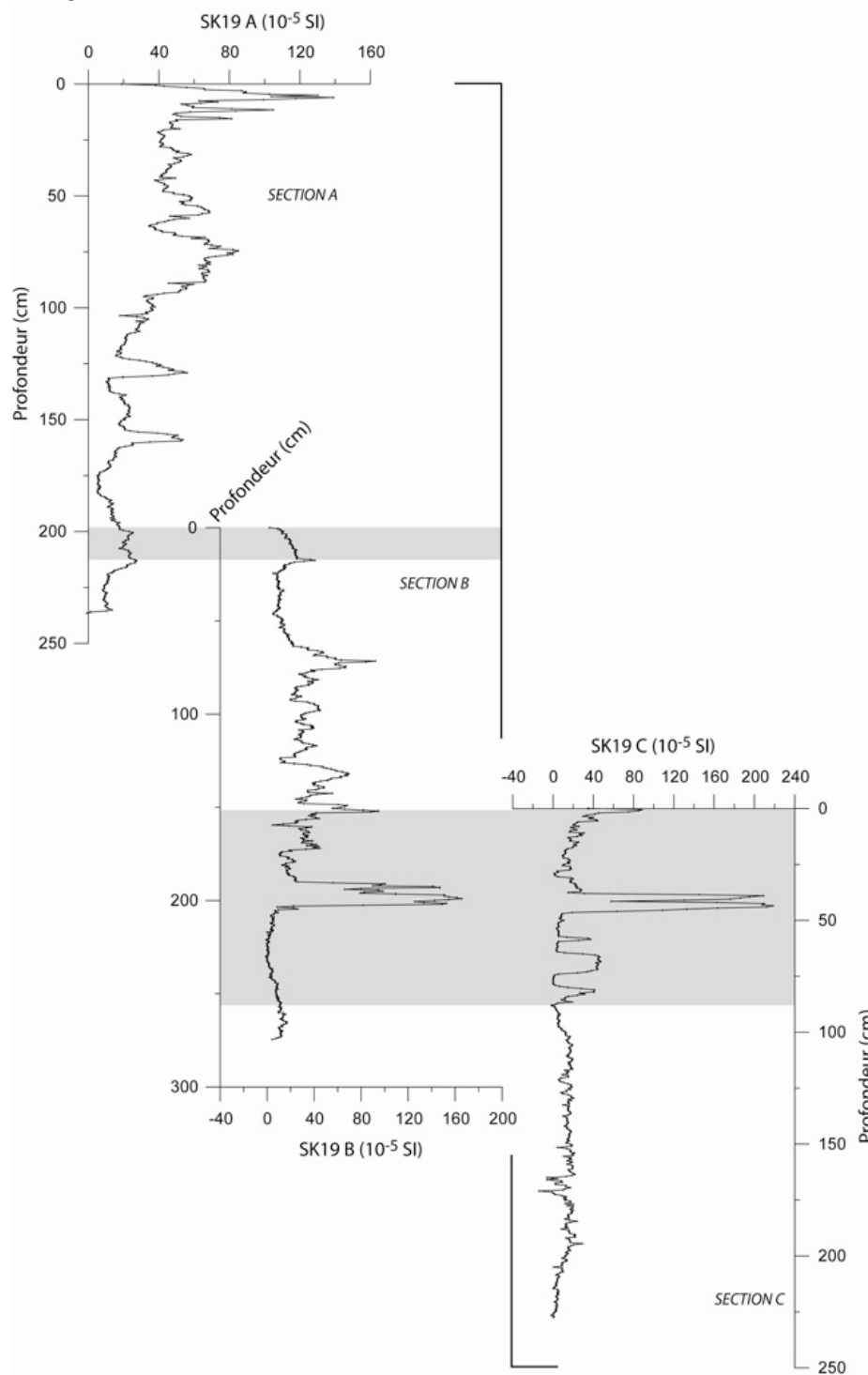


Figure 3.8 : Corrélation entre les sections par la SM.
Correlation between the core's sections using MS.

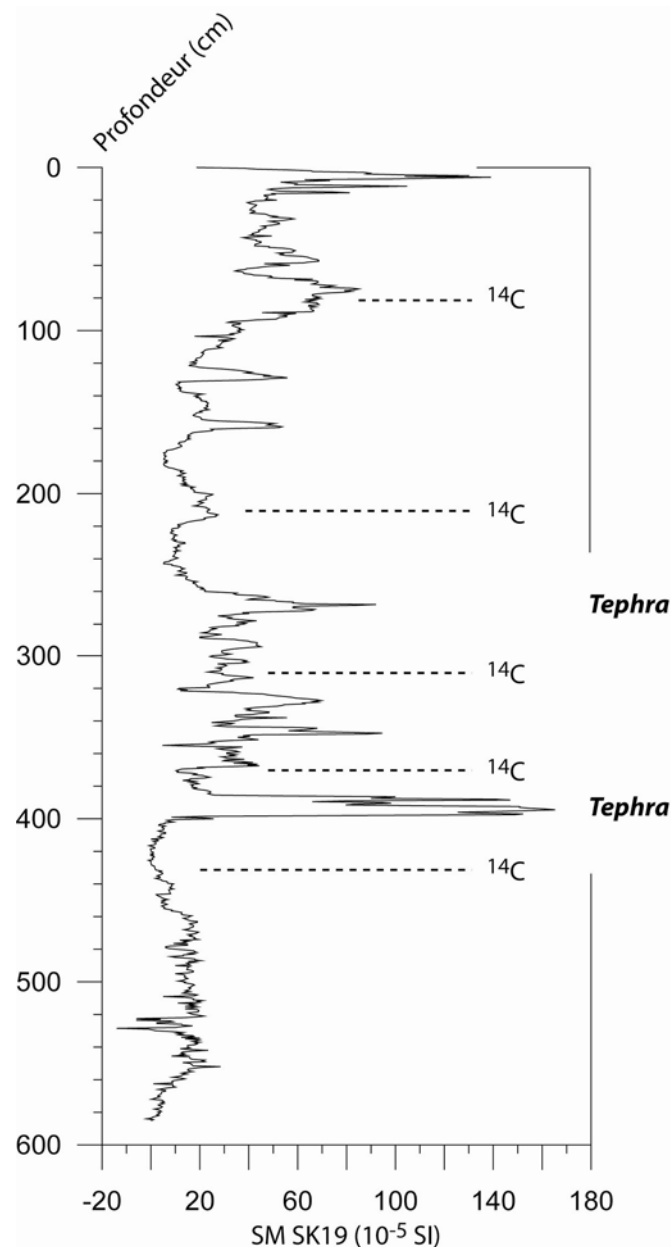


Figure 3.9 : Profil de susceptibilité magnétique composite de la carotte SK19
Magnetic susceptibility profile of SK19 core

B. Carotte SK13

La carotte SK13 est composée de 3 carottes (6 sections).

1. Description sédimentologique

Les sédiments de la carotte SK13 présentent **deux faciès**. Le **premier** (faciès A figure 3.10) correspond au « bruit de fond » sédimentaire, il est caractérisé par une couleur beige indiquant une proportion de carbonates importante, le reste de l'assemblage comprenant de argiles ainsi que de la matière organique amorphe, peu grains de quartz (dispersés) et des diatomées. Malgré cette apparente homogénéité, on peut noter quelques particularités au long de la carotte. La section CL est enrichie en débris de coquilles en proportion faible et décroissante vers le sommet de la section. Un fin niveau

enrichi en particules sableuses est identifié à 130 cm dans la section CU. Dans la section BU, un niveau enrichi en coquilles (dispersées dans le sédiment) est identifiable à 40 cm de profondeur. Ce niveau marque un changement permanent dans la sédimentation puisque les sédiments des sections AU, AL et BU présentent le même mélange sédimentaire mais avec peu ou pas de matière organique dispersée dans le sédiment.

Le **deuxième faciès** (faciès B) identifié dans les sédiments de la carotte SK13 est de couleur grise. Il peut être sableux ou argileux et peut également comprendre des minéraux opaques. On distingue visuellement des éclats de verre volcanique dans les niveaux les plus grossiers. Ce deuxième faciès correspondraient donc à des téphras.

Trois unités (U1, U2 et U3) présentent le faciès B :

U1 est s'étend entre 97 et 105 cm dans la section CL. Il s'agit d'une unité de sable volcanique.

U2 se présente sous la forme d'un niveau fin de sédiments argileux gris (BL 75 cm).

U3 (BU 85-91 cm) est découpée en une partie supérieure fine de couleur grise et une partie inférieure plus sombre et plus grossière.

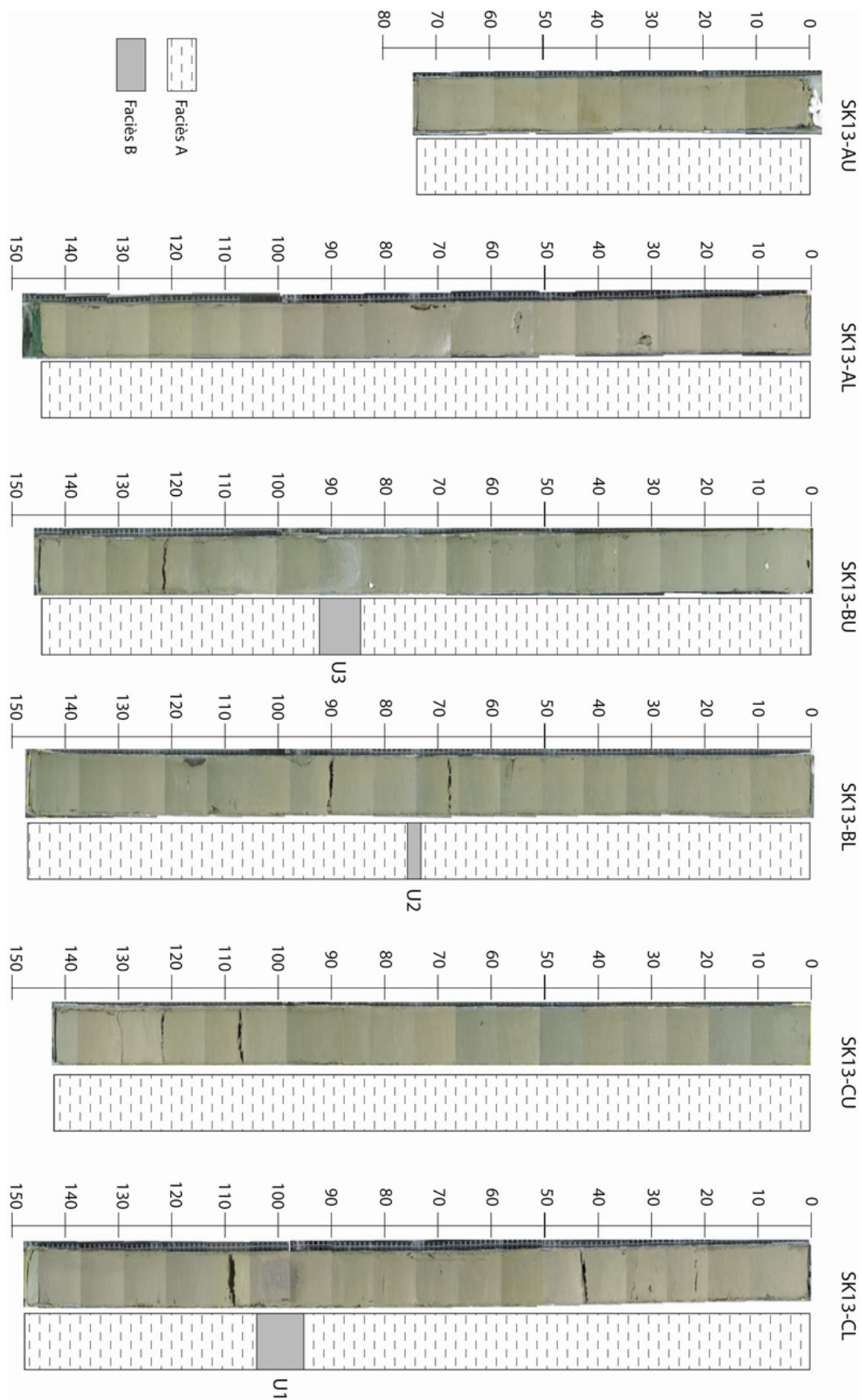


Figure 3.10 : Log stratigraphique des sections de la carotte SK13. Echelle en cm.
Stratigraphic logs of core SK13, cm scale.

2. Carotte composite

Les variations de susceptibilité magnétique sont faibles au niveau de zones de recouvrement. Nous proposons une corrélation (figures 3.11 et 3.12) en accord avec le recouvrement théorique du carottage (50 cm).

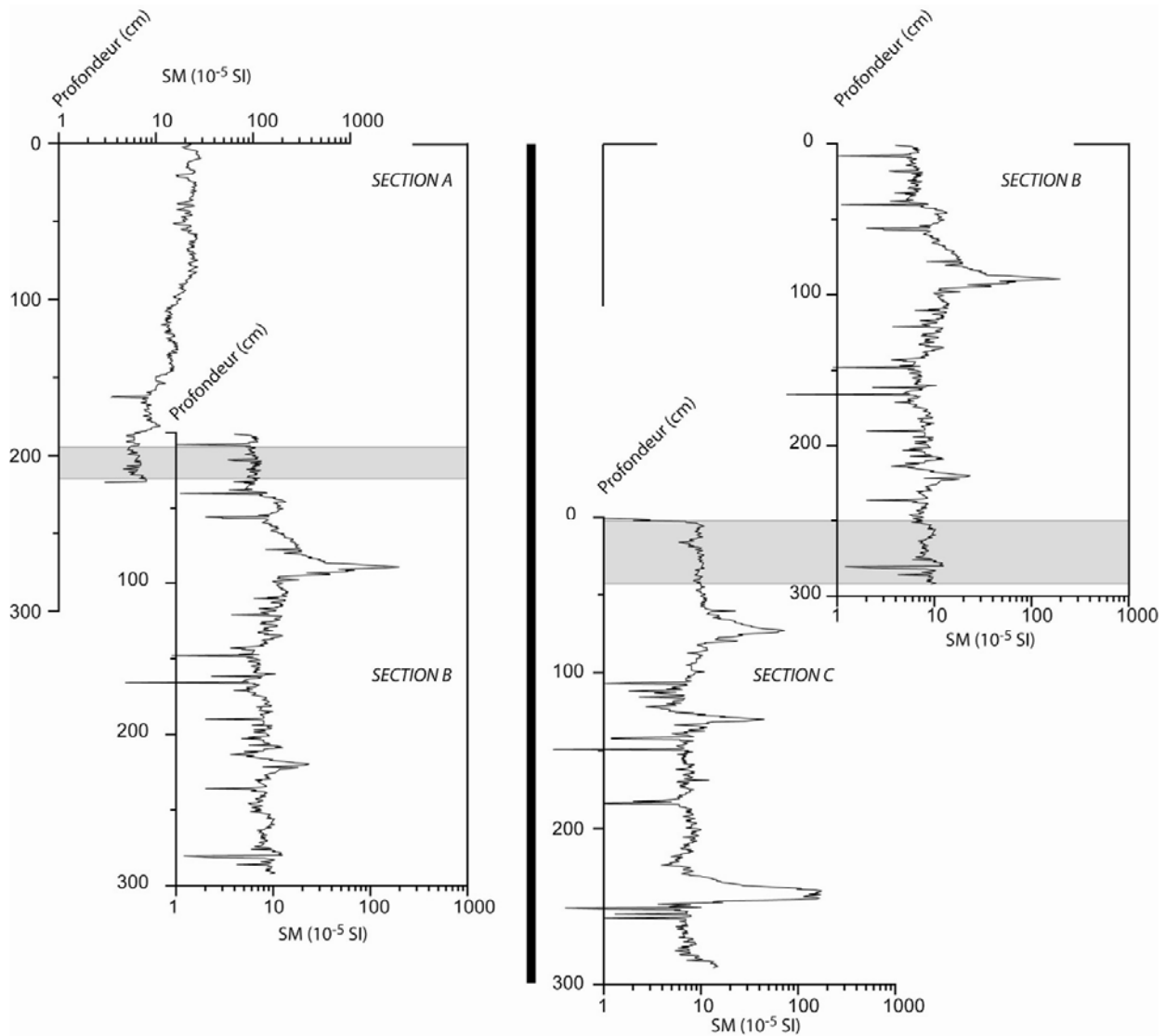


Figure 3.11 : Corrélation entre les sections de la carotte SK13 par la susceptibilité magnétique.
Correlation between SK13' sections using magnetic susceptibility.

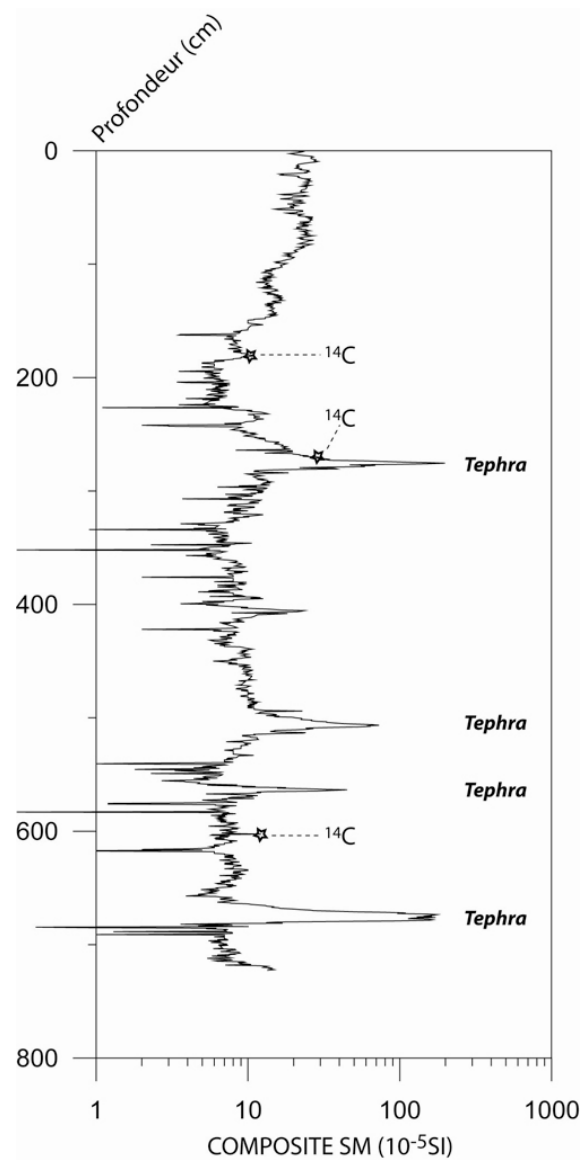


Figure 3.12 : profil de susceptibilité magnétique composite de la carotte SK13
Composite profile of magnetic susceptibility for SK13 core.

C. Carotte SK12

La carotte SK12 est composée de 2 carottes (4 sections, Figure 3.13). A noter que la section « B-Lower » a été notablement déformée lors du processus de carottage.

1. Description sédimentologique

Les frottis effectués le long de la carotte révèlent un assemblage dominé par la calcite, le quartz, les argiles et la matière organique. Quelques diatomées sont identifiables dans le sédiment (<5 %), majoritairement des *Cyclotella ocellata*.

Deux faciès principaux sont identifiables dans la carotte SK12 caractérisés par des couleurs différentes :

Faciès A : faciès silto-argileux de couleur marron clair, plus ou moins enrichi en débris de coquilles (bivalves et gastéropodes) dont la taille est également variable. La granulométrie semble contrôlée par les coquilles.

Faciès B : faciès plutôt argileux (avec de rares niveaux sableux), de couleur grisâtre. Parfois enrichi en débris coquilliers (bivalve) de petite taille.

Les faciès permettent de découper les sections en 11 unités :

L'**unité 1 (U1)** est comprise entre la base de la section BL et 80 cm dans cette carotte. C'est un niveau de faciès B silto-argileux, perturbé par le carottage. On note un changement de couleur important entre 80 et 100 cm.

L'**unité 2 (U2)** fait une soixantaine de centimètres d'épaisseur. Elle est caractérisée par un faciès sédimentaire de type A silto-argileux mais enrichi en coquilles complètes de gastéropodes.

L'**unité 3 (U3)** s'étend sur le reste de la section BL et les 25 cm à la base de la section BU. Elle est caractérisée par un faciès mixte entre les faciès A et B, mais les sédiments sont tout de même relativement sombres.

La limite entre l'unité 3 et l'**unité 4 (U4)** est marquée par un niveau plus grossier riche en débris coquilliers (115 cm dans BU). L'unité 4 présente un faciès quasi-identique à celui de l'unité 3, mais avec plus de fins débris (< 1mm) de coquilles.

L'**unité 5 (U5)** s'étend entre 60 et 70 cm dans la section BU, elle est caractérisée par un faciès A, enrichi en particules de la taille des sables notamment dû à la présence de bioclastes.

L'**unité 6 (U6)** est présente entre 40 et 60 cm dans la section BU et entre 115 cm et 150 cm dans la section AL. Elle présente un faciès de type B comprenant des morceaux de coquille dispersés.

L'**unité 7 (U7)** présente un faciès A, silto-argileux. Elle représente les 40 premiers centimètres de la carotte BU et les sédiments compris entre 75 cm et 115 cm dans la section AL. Quelques petites coquilles de bivalve sont dispersées dans le sédiment.

L'**unité 8 (U8)** présente globalement un faciès de type A entre 20 cm et 75 cm. De très fins niveaux argileux et gris (faciès plutôt B) sont présents dans cette unité et n'ont pas été considérés comme des unités à part entière. Nous utiliserons par la suite la dénomination U8a et U8b pour, respectivement, le niveau à la base de l'unité 8 et celui en position plus centrale.

L'**unité 9 (U9)** présente un faciès B, avec des particules sableuses identifiées comme des aiguilles de verre volcanique. Elle s'étend entre 4 et 20 cm dans la section AL. La base de U9 est de couleur grise.

L'**unité 10 (U10)** est l'unité la plus épaisse de la carotte SK12, elle s'étend entre les 4 premiers centimètres de la section AL et 15 cm dans la carotte AU. Les sédiments sont de type 'A' nettement plus argileux que silteux, sans variation interne de faciès ni de granulométrie. La limite supérieure de U10 est un contact érosif franc caractérisé par une granularité sableuse et le dépôt d'une couche de coquilles de gastéropodes. C'est le seul niveau érosif observé dans les sections de la carotte SK12.

L'**unité** sommitale **11** représente les 15 premiers centimètres de la carotte, le faciès est plutôt de type B, avec une variation importante de la couleur, oscillant entre le marron grisâtre et le gris clair (6 cm).

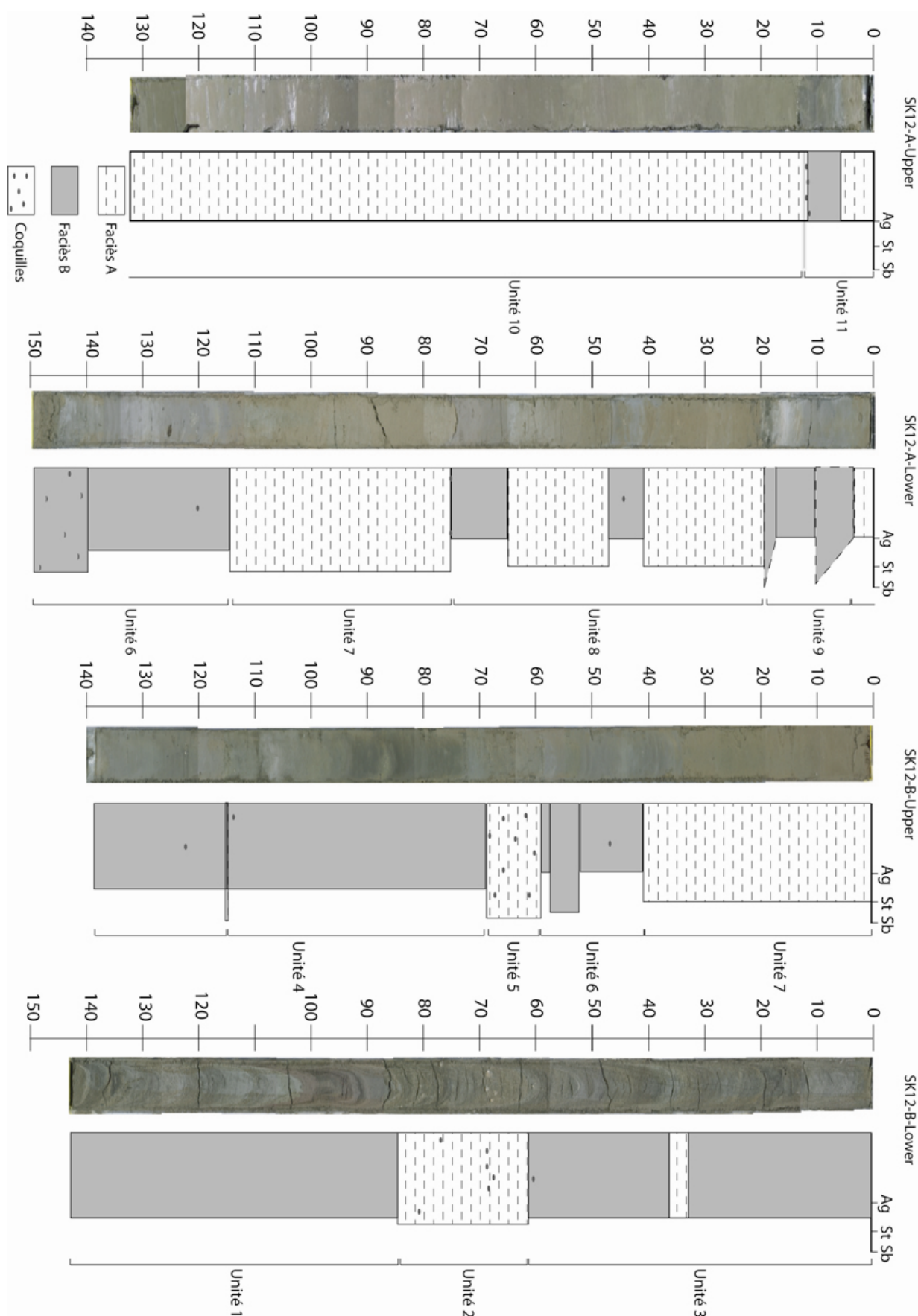


Figure 3.13 : Log stratigraphique des sections de la carotte SK12
Stratigraphic log of SK12 sections.

2. Carotte composite

Nous avons corrélé les sections à partir des unités lithologiques 6 et 7, communes aux carottes A et B, mais surtout par corrélation des pics de susceptibilité magnétique (figure 3.14). La carotte composite issue de la corrélation des sections entre elle permet d'obtenir 5 m d'enregistrement sédimentaire.

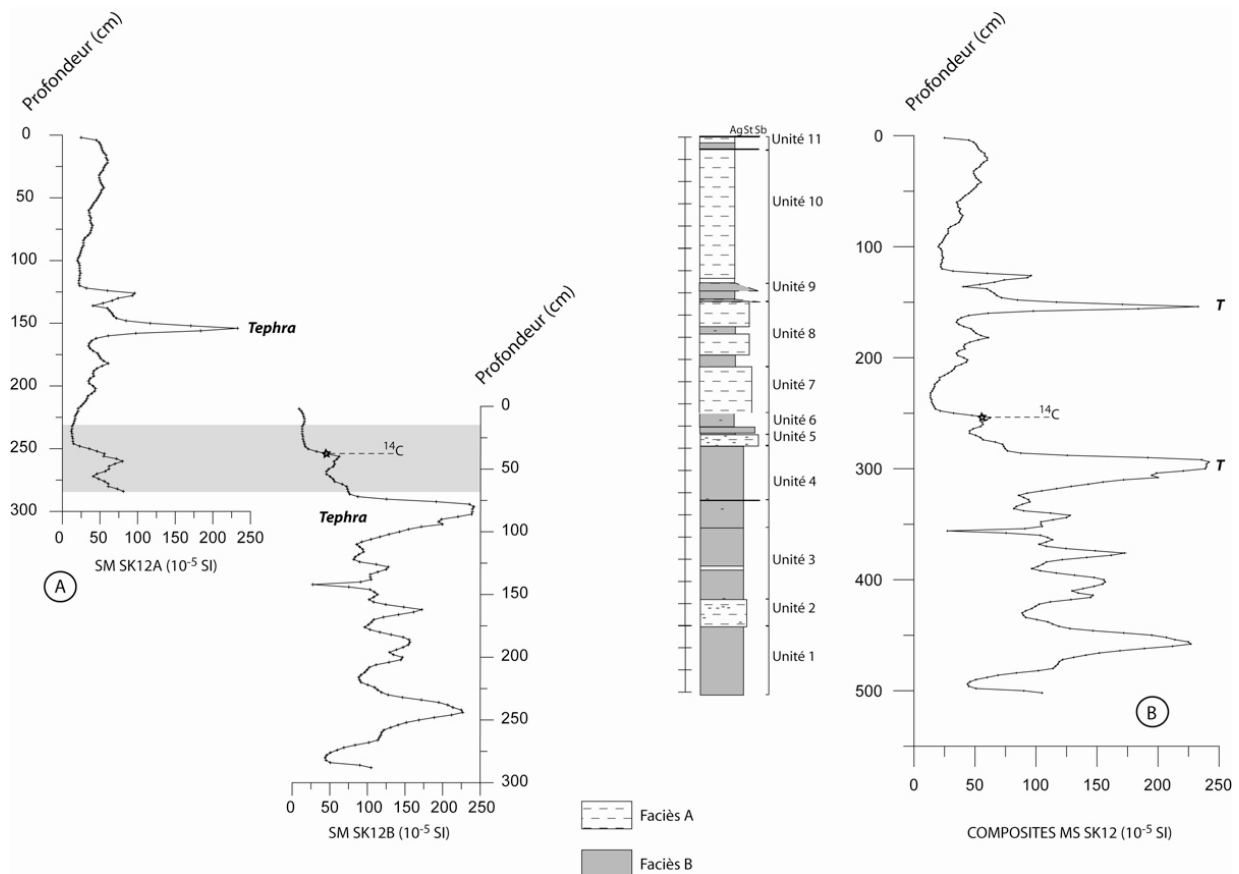


Figure 3.14 : Corrélation entre les sections de la carotte SK12 (A) et profils de susceptibilité magnétique composite (B).

Correlation between SK12 sections (A) and composite magnetic susceptibility profile (B).

D. Corrélation entre les carottes courtes et les carottes longues

Nous pouvons comparer les carottes courtes SK17 et SK06 (non déformées par le carottage) aux parties supérieures de carottes longues (SK19 et SK13) afin d'estimer la déformation et mettre en évidence l'épaisseur de sédiments qui pourrait ne pas avoir été récupérée lors du carottage. Cette corrélation est basée sur les profils de susceptibilité magnétique.

1. Comparaison entre la carotte SK17 et la carotte SK19

La comparaison entre la carotte courte SK17 et la partie supérieure de la carotte SK19 est présentée figure 3.15. La corrélation entre les deux carottes apparaît satisfaisante si l'on excepte quelques pics de SM dans la carotte SK19. Il ne semble pas manquer de matériel au sommet de la carotte. La dilatation de l'enregistrement due au carottage est limitée. Les points de corrélation entre

les deux carottes sont choisies au niveau des ruptures de pentes de la SM (augmentation ou diminution des valeurs de SM).

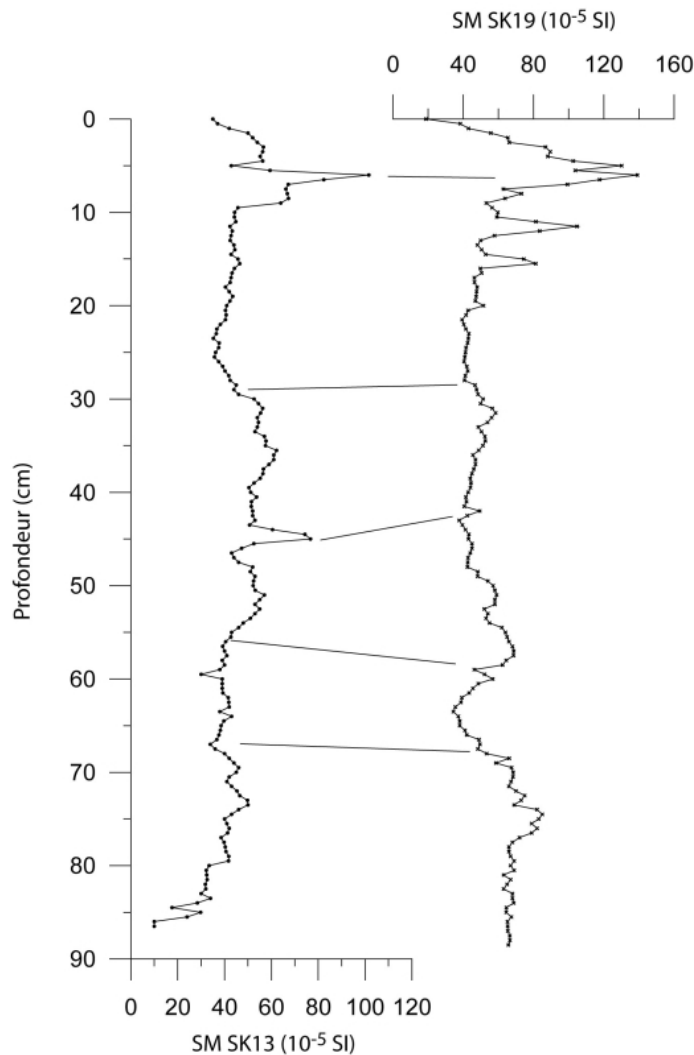


Figure 3.15 : Corrélation entre les 90 premiers centimètres des carottes SK17 et SK19. Voir figure 3.6 pour la localisation des carottes.

Correlation between SK17 et SK19 uppermost centimetres.

2. Comparaison entre la carotte SK06 et la carotte SK13

La figure 3.16 présente la comparaison entre les valeurs de susceptibilité magnétique obtenues pour la carotte SK06 et les 80 premiers centimètres de la carotte SK13. On observe que la corrélation n'est pas aisée. Les 5 premiers centimètres de la carotte n'ont pas été récupérés dans la carotte SK13. D'après nos résultats, seuls les 40 premiers centimètres de la carotte SK13 sont corrélables avec la carotte SK06. Néanmoins, la comparaison entre les deux enregistrements (*i.e.* entre les paramètres issus des carottes) doit être mitigée par le fait que d'une part, les valeurs de susceptibilité magnétique sont faibles et d'autre part elles varient peu.

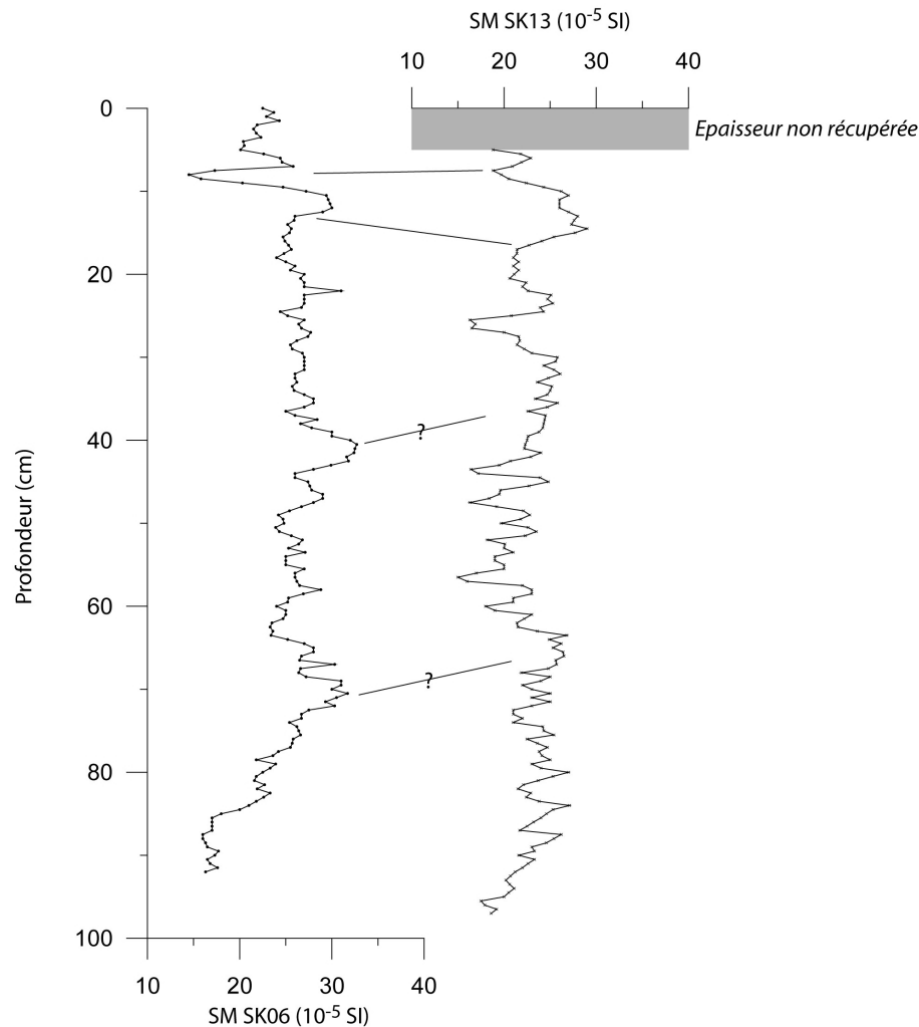


Figure 3.16 : Corrélation entre les carottes SK06 et SK13 (localisation sur la figure 3.6)
Correlation between SK06 and SK13 cores.

III.-Sédimentation récente dans le lac de Shkodra

Dans cette partie, nous allons nous intéresser dans un premier temps au message sédimentaire délivré par les carottes courtes que nous avons prélevées dans le lac de Shkodra. Nous avons caractérisé les derniers siècles de sédimentation à partir des radioéléments, de la susceptibilité magnétique, des paramètres texturaux et de la perte au feu. Ces résultats sont présentés dans l'article van Welden et al. (2008) et inséré dans le corps de texte. Dans un deuxième temps, nous présentons les résultats de calcimétrie effectués sur la carotte SK06 à partir du calcimètre volumétrique et à partir du microgranulomètre laser (d'après la méthode développée par Trentesaux et al., 2001) afin de tester la pertinence de la mesure du taux de CaCO_3 à partir du microgranulomètre.

A. 500 ans de sédimentation dans le Lac de Shkodra

The last 500 yr of sedimentation in Shkodra Lake (Albania/Montenegro): paleoenvironmental evolution and potential for paleoseismicity

Aurélien van Welden^{1*}, Christian Beck¹, Jean-Louis Reyss², Salvatore Bushati³, Rexjep Koci⁴, François Jouanne¹, Jean-Louis Mugnier¹

¹ Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, U.M.R. C.N.R.S. 5025, Université de Savoie, 73 376 Le Bourget du Lac cedex, France. * aurelien.vanwelden@univ-savoie.fr

² Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, U.M.R. C.N.R.S./C.E.A., 91 191 Gif sur Yvette, France.

³ Academy of Sciences, Sheshi Fan S. Noli, Nr.4, Tirana, Albania.

⁴ Institute of Seismology, Tirana, Albania.

Received.....

Key words: late Holocene, radionuclides, grain sizing, magnetic susceptibility, LOI, paleoseismology, Lake Shkodra.

Abstract

Lake Shkodra (northern Albania, southern Montenegro) is a large (45 km length, 15 km width) and shallow (5 m mean depth) lake, developed on a mainly karstic carbonate substratum. Its recent sedimentary fill (mixed calcareous/siliciclastic clayey silts) was analyzed through short gravity cores representing five centuries of environmental archive. A combination of high resolution texture analysis (particle size), magnetic susceptibility, carbon content, and radionuclide activity profiles (²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, ²⁴¹Am) permitted us to detect and date environmental changes, such as the Little Ice Age and the 1962-1963 catastrophic floods. Anthropogenic influences on the watershed, such as damming of the Drin River in the late 1970s, also appear to be recorded. Impacts of known strong earthquakes (1905, 1979), however, could not be clearly detected in the sediment record. The potential of the Shkodra lacustrine archive for paleoseismic investigations on long time intervals (such as Holocene) is discussed. This paper is a preliminary contribution to Shkodra Lake's Holocene paleolimnology.

Introduction

Lake Shkodra (aka Skadar, or Scutari) is a large lake crossed by the Albania/Montenegro border. For this area, there is very little available historical information about past climate (precipitation, droughts, floods, *etc.*) or human impacts on the watershed. Nevertheless, there is information on active tectonics and seismicity: the city of Shkodra and the surrounding area experienced two damaging earthquakes in 1905 and 1979 (Duni et al., 2003 among others). An Albanian-French NATO project (Science For Peace 977 993) was thus dedicated to seismic hazards assessment, combining morphotectonic, seismological, and GPS geodetic surveys, with an attempt to search possible earthquake response recorded within the lacustrine sedimentary archive. Prior to this specific search, we undertook a general paleo-environmental analysis using classical parameters. The investigated period ranges from five to seven centuries BP depending on the coring site (short gravity cores with 90 cm mean length); greater attention was paid to the last century (last 20 to 40 cm) for two reasons: 1) this interval includes the known strong historical earthquake with a documented seiche effect, 2) precise chronological control was established by ^{210}Pb and ^{137}Cs radioactivity.

Geodynamic setting and limnology

The city of Shkodra is located in northwestern Albania, within the Albanian part of the circum-Mediterranean orogenic belts, on the eastern side of the Adriatic Sea (Fig. 1-A and 1-C). The city (also known as Skadar in Montenegro or Scutari in Italy) gave its name to a major structural discontinuity in the different Mesozoic-Cenozoic units (Dercourt, 1968; Papa, 1970; Rampnoux, 1974; Aubouin, 1974; Fig. 1-C) interpreted as a paleo-transform fault (Dercourt, 1970) and seems to be the northern limit of the area which includes Albania and northern Greece, affected by a 40° clockwise rotation between 15-13 Myr and 8 Myr and an additional 10° rotation after 4 Myr (van Hinsbergen et al., 2005). With respect to the present day tectonic activity, the Shkodra region belongs to the northern termination of the Hellenic-Dinaric deformation zone, northwest of the Aegean Arc (Fig. 1-A). The associated historical seismic activity is displayed in Figure 1-B.

Apart from a slight constant seismicity, mainly induced by underground water level changes (Muço, 1998, 1999), Albania undergoes rare but strong destructive earthquakes (Muço et al., 2002; Duni et al., 2003). Two earthquakes with $M_w > 6.6$ occurred in 1905 and 1979 (epicentres located on Fig. 2), inducing damage and casualties in the town of Shkodra (Duni et al., 2003; Sulstarova et al., 2003; Kociaj and Sulstarova 1980). The 1st of June 1905 earthquake had a high intensity (IX on MSK-64 scale) and a great number of aftershocks (600 in one year). Soil conditions strongly influenced the observed intensities (Kociaj and Sulstarova 1980). The magnitude of the main events was estimated at $M_w = 6.6$ (Sulstarova and Kociaj, 1975a); shaking lasted 10-12 sec (Mihajlović, 1949). Numerous houses were destroyed; deformation and fissures in the soil, changes in level of underground waters, seiche effect

and rock falls, were observed (Sulstarova and Kociaj, 1980, Mihajlović, 1949). The 1979 event (also called “Montenegro Earthquake”) is the strongest earthquake that struck Albania and one of the most important in the Balkans (Duni et al., 2003). Its epicentre was located on the Adriatic coast, in Montenegro, and the magnitude was estimated between $M_w = 6.6$ to 7.2 (Duni et al., 2003, Karnik, 1996, Papazachos and Papazachos, 2001). Similar phenomena as in 1905 occurred in the Shkodra area, particularly along the lake shore.

Lake Shkodra covers part of a wide flat depression surrounded by NW-SE elongated relief (up to 2750 m a.s.l) in a tectonically complex folded and faulted region (Lasca et al., 1981). The present day lake surface is 5 m above sea level and the catchment area (Fig. 2A) mainly consists of carbonate rocks (limestones and dolomites). Its present depth (Fig. 2B) doesn't exceed 8 m except in very localized underwater karstic holes (“Okos”) close to the North-West Montenegrin boundary. Two minor geological components also supply terrigenous particles to the Morača River (see location on figure 2): siliciclastics and basic magmatic rocks. From 1972 to 1977, an important campaign of data acquisition on Shkodra Lake was undertaken jointly by the Smithsonian Institution of Washington and the University of Titograd. Researchers from both the U.S.A (Large Lakes Observatory) and former Yugoslavia investigated the Montenegrin part of the lake. These investigations led to the publication, in 1981, of “The Biota and Limnology of Lake Skadar” (G.S. Karaman and A. Beeton, Eds), from which part of the following is synthesized. The watershed experiences a Mediterranean type of climatic regime, with flash flood periods. The Morača River is the main tributary (62 %); important sublacustrine springs (mainly in Montenegro) and numerous small inlets with a torrential hydrologic regime (north-eastern coast, Fig. 2) represent additional water input. The unique outlet of the lake is the Bojana (also called Buna river), which flows directly to the Adriatic Sea. The Bojana River itself receives the Drin River. During the 1970s, the Drin was modified by several dams. The precipitation/evaporation regime (considered as mediterranean), combined with a relatively high catchment/lake ratio (≈ 11) and the bathymetry, control significant lake level fluctuations (up to 5 m in the Montenegrin part between 1956 and 1970, according to Lasca, 1981). Bloesch (1995), and Lövestadt and Hargeby (2005), emphasized the importance of wind effects on a shallow non-thermally stratified lake. According to modelling by Lee (1981), moderate (3 m.s^{-1}) NE winds should induce a negligible rise of a few millimeters on the coastal zone after 20 h (Lee, 1981). Wavelengths and wave base effects, which represent a potential reworking factor, were not reported by Karaman and Beeton (1981). During our coring campaign we observed short surface waves (wavelength max. 2 m) after 6 hours of moderate wind (3 to 4 m.s^{-1}), with slight visible effects (1 to 2 cm amplitude symmetrical ripples) only in coastal zones with silty-sandy sediments. We assume that wind-induced resuspension did not affect the lake in the areas studied.

Generally speaking, little is known or has been published on natural phenomena that occurred in the study area.

2. Paleoseismology of sub-aqueous lacustrine sediments

Following several pioneer investigations (e.g. Sims, 1975), sediment records, and especially lacustrine fills, have been used as paleoseismicity archives. Further works concerning a broad array of sedimentary environments and geodynamic settings (Séguret et al., 1984; Plaziat et al, 1988; Pratt, 1994; Marco and Agnon, 1995; Möner, 1996; Nakajima and Kanai, 2000; Beck, 2007; Beck et al, 1996,) have helped develop this research. According to these authors, earthquakes can induce direct *in situ* disturbances (liquefaction of the sediments, structures such as “ball-and-pillow,” microfractures, and mixed-layers, Rodríguez-Pascua et al, 2000). Other, frequent consequences are gravity flows. In Alpine (Chapron et al., 1999, Arnaud et al., 2002) or South American lakes (Carrillo et al, 2007) and marine basins (e.g. Beck et al., 2007 for the Sea of Marmara), earthquake-induced mass deposits are mostly defined by the ‘Homogenite’-type deposit and sometimes by to-and-fro sedimentary structures induced by the oscillation of water masses (seiche effect). Assessing seismic hazards in active tectonic areas needs the longest possible chronicles, and multidisciplinary approaches that combine geophysical investigations, structural/tectonic analysis, and paleoseismic studies through fault traces trenching, and analysis of late Pleistocene/Holocene sedimentary fills with earthquake-induced specific features. Seismo-tectonic influences on sedimentary successions often overlap with other phenomena, especially of climatic origin. Precise sedimentological and chronological analyses are thus required (Chapron et al, 1999; Arnaud et al, 2002; Carrillo et al, 2007). Most of these authors emphasize the difficulty of using a single criterion and/or feature and note that sedimentary recording of earthquakes depends strongly on intrinsic factors (basin morphology, sedimentary processes, terrigenous input, sedimentation rate, type of layering with or without textural contrasts, *etc.*).

Two main purposes have guided our paleoseismological investigations in Lake Shkodra:

- a regional one: to substantiate seismic hazards assessment using sediment cores representing about 8000 yr of accumulation (van Welden et al., in prep),
- a general one: to test the paleoseismic potential of large and very shallow lacustrine basins with almost uniform sedimentation.

A two-step investigation was developed: 1) a recent sedimentation study and tentative characterization of the impact of historical earthquakes in short gravity cores; 2) a long-term extrapolation of these results along long piston cores (6-8 m, van Welden et al., in prep.). The first step is discussed in this paper.

3- Sampling and laboratory analysis

Lake Shkodra’s Holocene sediment fill was sampled in September 2003, with a UWITEC™ platform and coring device. A short gravity corer was used to retrieve a set of 60-90-cm-long cores

(location on Fig. 2B) with preserved sediment/water interface. A piston corer was used to take long cores composed of 3-m-long sections with 0.5-m overlaps. A short gravity core was retrieved at each piston core site. Thus SK06 is related to SK13 and SK17 corresponds to the upper part of SK19. All core liners have a 6-cm internal diameter. Magnetic susceptibility (MS) was first measured along all cores using a Bartington 72-mm-diameter loop sensor to assess core retrieval and establish preliminary lateral correlations. For split cores (Fig. 3), new detailed MS profiles were performed using a Bartington MS2 contact sensor with a 5 mm measuring interval. Magnetic susceptibility is related in part to mineralogical content, but also depends on temperature and grain size fluctuations (e.g. Evans and Heller, 2003).

Macroscopic plant debris was picked for AMS ^{14}C dating (Poznan Lab. Poz-15211) at the top of SK13 core (equivalent to SK06, fig. 3). Calibration was done with OxCal 4 software, integrating Holocene ^{14}C fluctuations (IntCal 04 curve, Reimer et al, 2004). No reservoir effect correction was applied in view of permanent exchange between atmospheric CO_2 and lake and continuous water column mixing (very shallow depth and lack of thermal stratification). Beside we did not take into account a possible “hard-water effect” (dominant carbonate watershed, Fig. 2) as dated material is supposed to be terrestrial.

Textural characterization of cores SK17 and SK06 was performed through high-resolution grain-size distribution with 2 millimeter sampling interval (Fig. 4 and 5), using a Malvern Mastersizer S laser instrument. After sampling, the laser beam obscuration (laser light that is not received by the device detectors) is maintained between 10 and 20% and 10,000 scans are made on each sample once it is stabilized. We used the standard parameters defined by Folk and Ward (1975) to describe grain size distribution. In this paper, we used mean grain size, mode, median, skewness (SK) and sorting (SO) parameters given by the Malvern software.

Loss On Ignition (LOI) was performed on the first 40 cm of each core (1 cm resolution) to characterize Organic Matter (OM) and carbonate content. The LOI method applied was that of Heiri et al. (2001). After drying for 24 hours at 105°C , samples were weighted and heated at 550°C for four hours. After cooling and weighting, samples were heated at 950°C for 2 hours to assess inorganic carbon content. All results are given in percent of dry weight ($\%_{\text{wg}}$)

Radionuclide activities are used to date recent marine and lacustrine sediments (Nittrouer et al, 1979, Alvisi and Frignani, 1996, Smith, 2001; Appleby, 2002, Arnaud et al., 2002). Excess ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) activity was used to determine the sediment accumulation rate (AR) using the Constant Rate of Supply model (CRS ; Noller 2000) with additional control on sedimentation rates provided by ^{137}Cs and ^{241}Am activities (Appleby et al., 1991, 1992; Appleby and Oldfield, 1992, Smith, 2001). Atmospheric nuclear bomb tests released ^{137}Cs and ^{241}Am in the 1960s (maximum in 1963) whereas the 1986 Chernobyl accident released only ^{137}Cs .

Samples from cores SK17 and SK06 were taken each 5 mm, dried and sent to Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) and Commissariat à l'Energie Atomique (CEA)

where they were analyzed by gamma counting. Supported ^{210}Pb was assumed to be in equilibrium with the in situ ^{226}Ra activity. Unsupported/excess lead ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) was calculated by subtracting ^{226}Ra from total ^{210}Pb .

4.- Lateral correlations and ^{14}C -derived chronology

Except for a few dark brownish levels, no clear layering could be visually identified in short cores. Neither laminations nor strata were observed on split cores. Only subtle colour changes could be seen in the core. Sedimentation rates derived from ^{14}C dating of long cores (van Welden et al., in prep, fig. 3) show various sedimentation rates at sites within the lake : 1.50 mm/yr for the central core (SK13), 0.60 mm/yr for the easternmost part (SK 19) and 0.85 mm/yr for the western part of the lake.(SK12, fig. 2) Long cores also show higher MS values with strong fluctuations mostly related to tephra layers (van Welden et al., in prep., Sulpizio pers. com.).

Extrapolating the mean sedimentation rates, cores SK-17 and SK-06 should respectively represent six and three centuries. The cores were chosen to compare two different records: one along the main axis of the lake where sedimentation was relatively constant with higher sedimentation rates, and one in a more coastal situation where sedimentation was slower, but more variable through time.

Depth correlation between short cores is based on MS profiles (fig. 3). Unit A is defined by a global increase in MS whereas unit B exhibits fluctuations in MS that cannot be correlated in all cores, except for proximal cores SK17 and SK16 (fig.2). Top unit C is characterized in all the cores by stronger MS values.

5.- Grain size and magnetic susceptibility of the sediments

Sediments are fine-grained, brownish to reddish, with no visible bioturbation. Karaman and Beeton (1981) did not mention in their benthic fauna list, any deep dwelling organisms, only some grazing epibenthic fauna (gastropods, bivalves, chironomids). The sediment basically consists of carbonate grains (detrital calcite and dolomite, *in situ* bio-induced calcite), clay minerals, oxidized (brown) organic matter (OM); quartz, opaque particles and diatom frustules represent a minor component. Organic Matter ranges from 5 %_{wg} to 11 %_{wg} and carbonate content comprises between 30%_{wg} and 55 %_{wg} (fig. 5 and 6). X-ray diffractometry (XRD) performed on the upper part of core SK-19 (van Welden et al., in prep) indicates domination of illite and chlorite (>80%) minerals with a minor contribution of kaolinite (15%).

Some levels contain large (mm-cm) shell fragments mixed in a clayey-silty matrix (Fig. 4 and 5). Long-term transport of either aquatic or terrestrial gastropod shells by floating is a common phenomenon in lakes, sometimes powered by wind rather than currents.

SK17 and SK06 cores present similar grain size evolution characteristics (Fig. 4 and 5): 1-5 % of very fine sand, 20-40 % clay, and 50-60 % silt. Important sand content appears in the upper 8 cm (SK-

17) or the upper 10 cm (SK-06). Modes, medians, and mean grain sizes similarly evolve in both cores; they range from 5 μm to 20 μm . Sorting is generally weak (SO index between 2 to 2.5) excepted in the upper part of core SK-17, with values between 1.5 and 2.0. Skewness is high (index $SK < 1$) reflecting a strong asymmetry towards fine-grained particles. Organic matter comprises between 7 %_{wg} and 11 %_{wg} in SK17 (fig. 4) and is quite stable around 9 %_{wg} in SK06 core (Fig. 5). Carbonate content varies between 15%_{wg} and 18%_{wg} in SK17 core with an increase in the last 6 cm. The mean carbonate value is about 18 %_{wg} in SK06 core with an increase of 2 %_{wg} within the last 10 cm.

6- Radiochronology

Although there are no published data on fallout of Chernobyl ^{137}Cs over Albania, general data concerning Europe and, more precisely, neighbouring Greece, are available (Atlas of caesium deposition on Europe after the Chernobyl accident, 1998; Simopoulos, 1989). Profiles presented in Figure 6 and 7 may represent the first direct investigations on Albanian lakes.

The $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ profile of core SK17 (fig. 6) indicates a quasi-exponential decrease below 5 cm with a rather good regression factor ($R^2=0.93$). The accumulation rate derived from this value, using the CRS model, gives an AR of 1.7 mm/yr. The upper part of the profile is quite homogeneous, indicating some mixing. Correlation is bad ($R^2 = 0.20$) and derived accumulation rate would be of 8 mm/yr. ^{137}Cs increases strongly at 11 cm to reach an activity of 100 Bq.kg^{-1} between 10 and 8 cm (fig. 6). ^{241}Am activities are very weak and reach a maximum of 2 Bq.kg^{-1} at 7.8 cm depth. Maximum radionuclide release associated with nuclear tests (year 1963) would thus be around 8 cm depth. ^{137}Cs activity increases again at 5.8 cm to a value of 75 Bq.kg^{-1} that probably corresponds to the Chernobyl explosion (year 1986). Surface activity is about 55 Bq.kg^{-1} .

$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity in the SK06 core shows an exponential decrease along the core ($R^2 = 0.99$, fig. 7), with a derived accumulation rate (AR) = 5.1 mm.yr^{-1} . ^{137}Cs and ^{241}Am activities are higher than in SK17 core, due to a higher content of organic matter and finer-grained sediments. Maximum activities of ^{137}Cs and ^{241}Am are, respectively, 200 Bq.kg^{-1} and 4.2 Bq.kg^{-1} between 15 cm and 13 cm depth. ^{241}Am remains stable at 1.5 Bq.kg^{-1} in the upper part of the core whereas ^{137}Cs activity increases again to 150 Bq.kg^{-1} at 5 cm depth, probably reflecting Chernobyl fallout.

In both cores, the ARs derived from short-lived radionuclides are thought to be more reliable than those extrapolated from ^{14}C dating on long cores.

$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ maxima are higher than those obtained on the western Italian coast in lakes with comparable sedimentation rates (Alvisi and Frignani 1996).

Building a robust age model is uneasy in non-laminated lake sediments and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ chronologies should be validated by independent approaches. Here we used ^{137}Cs and ^{241}Am radionuclides. We compare in Table 1 the results of chronologies deduced from the three radionuclide activities. In core SK17, the mean value of 1.7 mm/yr obtained from $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ below 5 cm depth is compared with various

accumulation rates due to the wide depth-range where ^{137}Cs and ^{241}Am activities are high (Fig. 6). Results shown in Table 1 confirm that below 5 cm, the $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ -derived dating is in quite good agreement with a 1.7 mm/yr AR. The dated section covers sedimentation from about 1900 to 2003. For the SK06 core (fig. 7), accumulation rates derived from the three radionuclides have quite similar values, between 5 mm/yr and 3 mm/yr (table 1). We chose a mean value of 4 mm/yr. As for the SK17 core, almost one century of sedimentation is datable with radionuclides. These derived accumulation rates may be extrapolated to the bases of cores SK17 and SK06.

7- Recent sedimentation in Shkodra Lake and the earthquake record

As grain size fluctuations are here mainly associated with particle transport and settling (dominant terrigenous input including bioclastic elements), we propose several units representing significant variations in sedimentation dynamics. The most important one, Unit 1 (named U1 hereafter, fig. 4 and 5) is characterized by the coarsest badly-sorted grains and also by strong values of MS. In SK17 core, it is characterized by an increase of both TOC and carbonates. In SK06, only the carbonate content increases. The base of U1 is dated to 1978 in core SK16 and 1976 in core SK17 (fig. 8 and 9). The increase of grain size corresponds to an increase of sedimentation energy in coastal and distal parts of the lake, indicating a global impact on the lake dynamics. In the late 1970s, hydroelectric power plants were installed on the Drin River (Fierza reservoir). Control of the flow and the water level of the Drin River induced an increase of circulation in the lake (also noticed by local fishermen) and the deposition of coarser sediments including shell debris, which explains the higher values of carbonate in the two studied cores.

In SK17, two underlying units (U2 and U3) are defined only by grain size parameters. Mean grain size, sorting, and carbonate content increase with the depth in both units, indicating slight fluctuations of lake level documented only in the coastal area, as U2 and U3 cannot be separated in SK06 core. Grain-size parameters do not appear to be correlated with MS, but rather with changes in mineralogical composition, that in turn, should be related to modifications in terrigenous sources (i.e watershed modifications, Thouveny et al, 2000; Dearing et al., 2001; Hu et al., 2001; Evans and Heller, 2003). Alternate explanations for higher MS are the occurrence of greigite and/or *in situ* genesis of bacterial magnetite (Oldfield et al., 2003 ; Rolph et al., 2004; Pan et al, 2005). We consider unlikely any noticeable contribution of biogenic magnetite in the case of Lake Shkodra, as the sedimentation rate and the SM values appear high if compared with lacustrine or marine environments where magnetotactic bacteria have been documented (Snowball et al., 1999, 2002; Oldfield et al., 2003; Egli, 2004; Rolph et al., 2004; Pan et al, 2005). Greigite is a typical ferrimagnetic mineral in soils but its presence cannot be inferred from our analysis. MS fluctuations are quite strong in the SK17 core (fig. 8) but not in SK06 core (Fig. 9). The increase in MS values and LOI started in 1963 according to our age model and remained strong with the highest susceptibility dated to 1984. Strong rainfall and floods

damaged a great part of the Albanian territory in 1962-1963 (Kolaneci, 2000) and probably brought soil magnetic particles to the lake. The peak of MS in 1984 is not related to any known flood event, but rather to modifications of agricultural practices in the watershed (Müller and Sikor, 2006). Figure 3 showed great changes in magnetic susceptibility between 30 cm and 60 cm. Assuming a constant accumulation rate of 1.7 mm/yr, these levels would span the time between 1650 and 1820 AD. This age corresponds to the Little Ice Age, when erosion was stronger than now (Grove, 1988, 2004).

LOI values increased since 1963 and are related to the increasing eutrophication of the lake over the past 40 years.

Regarding the possible record of major seismic events, the 1979 and 1905 earthquakes had noticeable impacts in the town of Shkodra, and a resulting seiche was observed. Thus we would expect some traces in the sediments. Cores do not exhibit any liquefaction or mass movement-related deposit associated with the earthquakes. Furthermore, $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ do not exhibit any disturbance that could be related to the 1979 or 1905 earthquakes. Grain size evolution and LOI values do not display any evidence of strong modification of the sedimentation dynamics as a consequence of either event except for the break in sedimentation (and associated shell levels in both cores) around 1979. If this change in sedimentation dynamics is associated with the 1979 earthquake event, we might expect to see evidence of the 1905 earthquake too. . We explain this lack of recording of rather strong earthquakes to: the shallow depth, the lack of dipping deltaic foresets, and (at least in the analyzed upper meter) the lack of contrasting lithology in successive layers. Similar shallow lakes in coastal situations (unlike the situation discussed here) may record tsunamis when receiving marine allochthonous particles.

Conclusions

Short cores were taken in the Albanian part of Shkodra Lake to characterize its recent sedimentation. Using radionuclides for the first time in Albanian lake sediments, we defined an accumulation rate of 4 mm/yr in the central part of the lake and of 1.7 mm/yr in the near-shore area. Chernobyl and atmospheric nuclear tests were identified in the record. The study of sediment grain size enabled us to identify the impact of damming of the Drin River in the late 1970s, which induced a lowering of the lake level. Variations in grain size indicate fluctuations of lake level on multi-centennial scale. Magnetic susceptibility variations were attributed to erosion in the watershed related to climate change (Little Ice Age), abrupt climatic events (catastrophic floods of 1962-1963), and human activity. The two known earthquakes that struck the Shkodra area in 1905 and 1979, however, did not induce visible modifications of the sediment archive. Shkodra Lake, a large shallow lake, does not appear suitable for paleoseismology, at least using classical sedimentological methods. The bathymetry prevents delta building and possible foreset mass wasting, and enhances effects of slight

water-level fluctuations.

Acknowledgements

The authors are very grateful to the Albanian people in Shiroké Village who helped with the coring of Lake Shkodra. We are grateful to researchers and technical staff from the Seismological Institute of Albania and Science Academy of Tirana. We thank B. Mourier and technical staff of CARRTEL Laboratory (University of Savoie) for advice with the LOI procedure. We also thank Dr. Mark Brenner, Pr. John P. Smol and an anonymous reviewer for useful comments that greatly improved the manuscript. This work was partly funded by the NATO Science for Peace Project.

Figures captions

Figure 1.- Geodynamic and geological settings of Lake Shkodra. Present tectonics (A) and seismic activity (B) from Barrier et al (2004); geological structural sketch (C) simplified from Aubouin (1974)

Figure 2.- The catchment area of Lake Shkodra: hydrology and simplified lithology (A, after Karaman, G.S. and Beeton, A., 1981) and core location (B).

Figure 3.- Correlation between short core magnetic susceptibility profiles, measured on split cores with contact sensor and 5 mm spacing. ^{14}C AMS dating comes from SK19 piston core as the 90 cm of SK17 core correspond to the 90 first centimeters of SK19 piston core. ^{14}C age is 775 ± 30 yr BP and was calibrated using OxCal 4.0.1 (Bronk Ramsey 2006) and IntCal 04 calibration curve (Reimer et al., 2004).

Figures 4.- Detailed grain-size distribution and LOI of core SK17.

Figure 5.- Detailed LOI and grain-size distribution of core SK06.

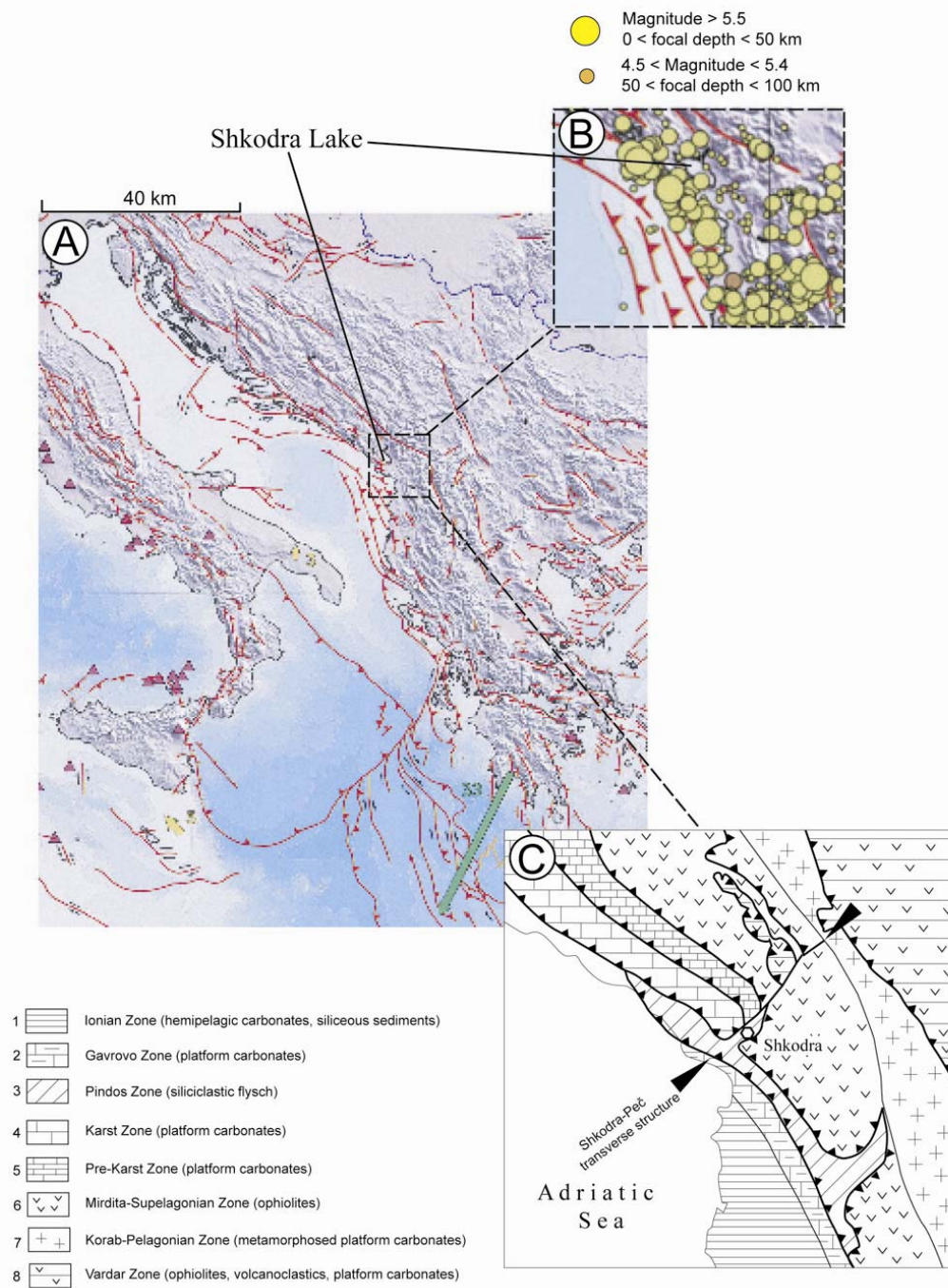
Figure 6.- $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, ^{137}Cs , ^{241}Am and ^{226}Rn radionuclide profiles for core SK17. Note the two values of correlation coefficient due to modification of sedimentation rate in the first centimeter of SK17 core.

Figure 7.- $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, ^{137}Cs , ^{241}Am and ^{226}Rn radionuclide profiles for core SK17.

Figure 8.- Reconstructed time profiles for magnetic susceptibility (MS), mean grain size (MGS) an LOI results, for core SK17.

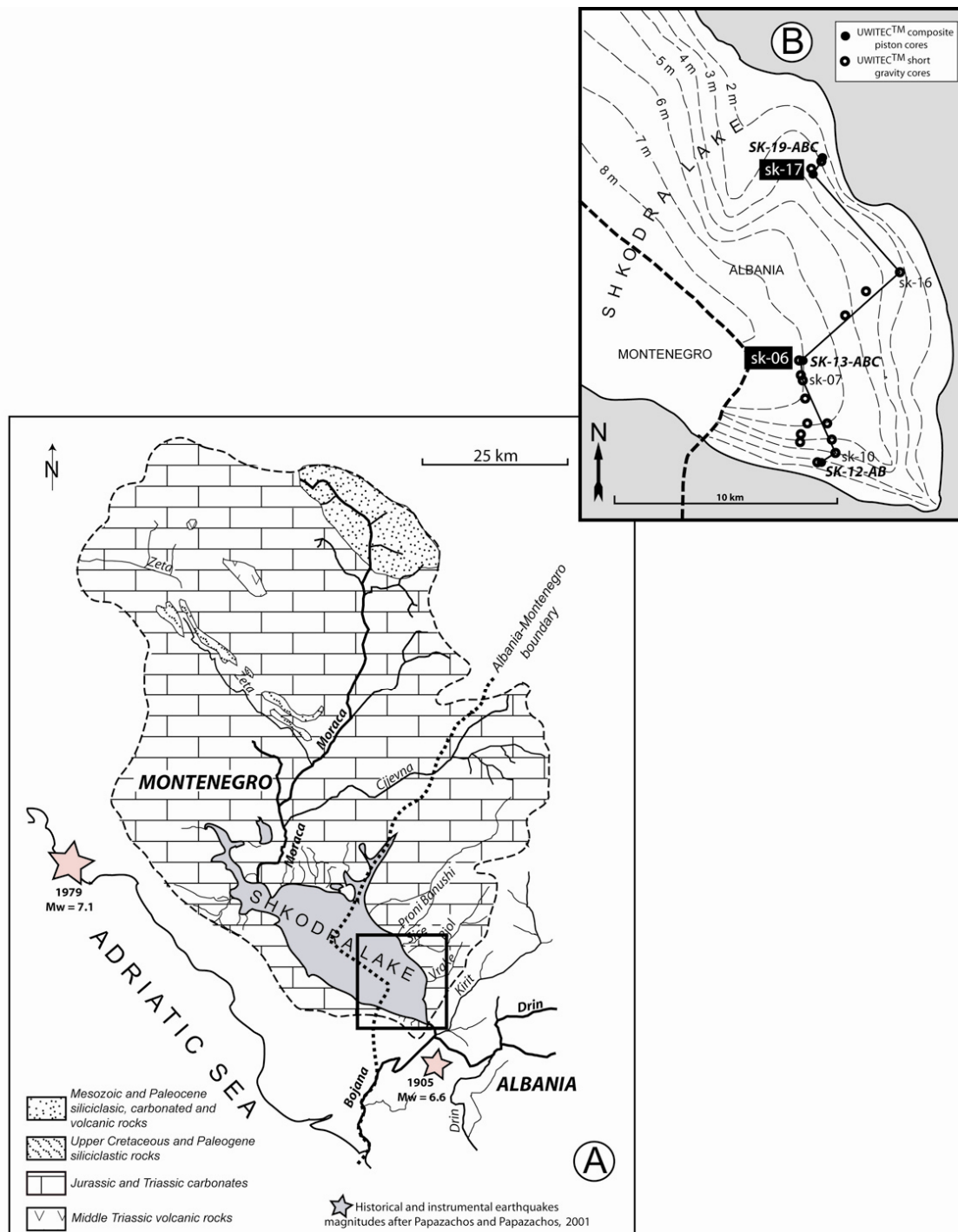
Figure 9.- Reconstructed time profiles for magnetic susceptibility (MS), mean grain size (MGS) and LOI results, for core SK06.

Table 1.- Accumulation Rates (AR) and comparison between ^{210}Pb -derived and $^{137}\text{Cs}/^{241}\text{Am}$ -derived results (in italics). “ ^{210}Pb -derived”, “1986 Chernobyl” and “1963 nuclear tests” values correspond to AR considering a total recovery of the sediments (surficial ones would thus correspond to year 2003). “1986-1963” value is the AR calculated between those dates and “1986-1963 ^{210}Pb ” is the depth where ^{137}Cs and ^{241}Am activities are supposed to correspond to 1963 high fallout.



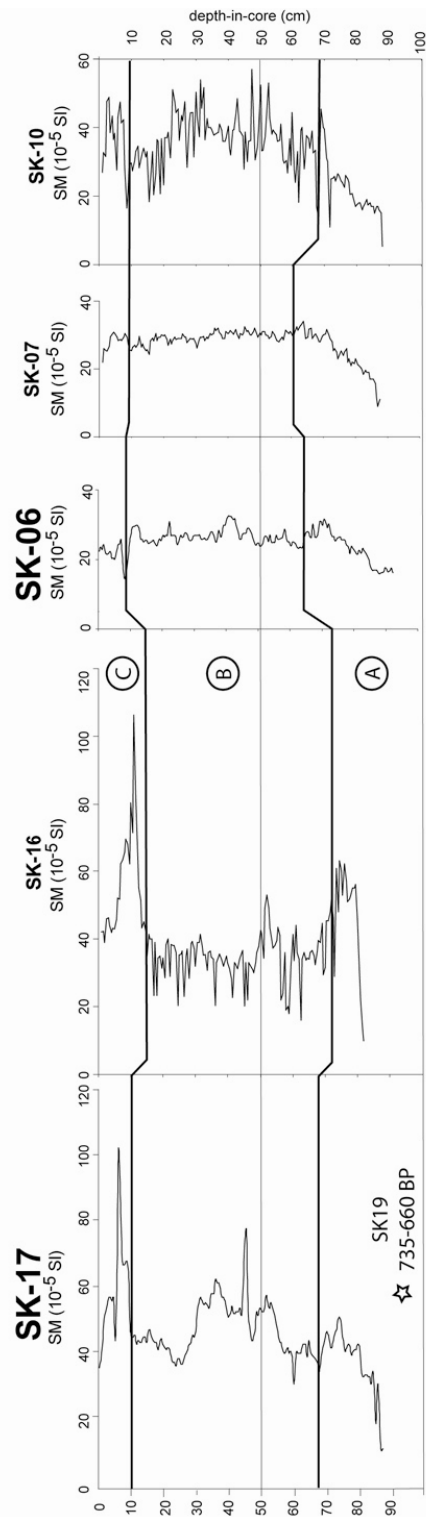
van Welden et al.

Figure 1



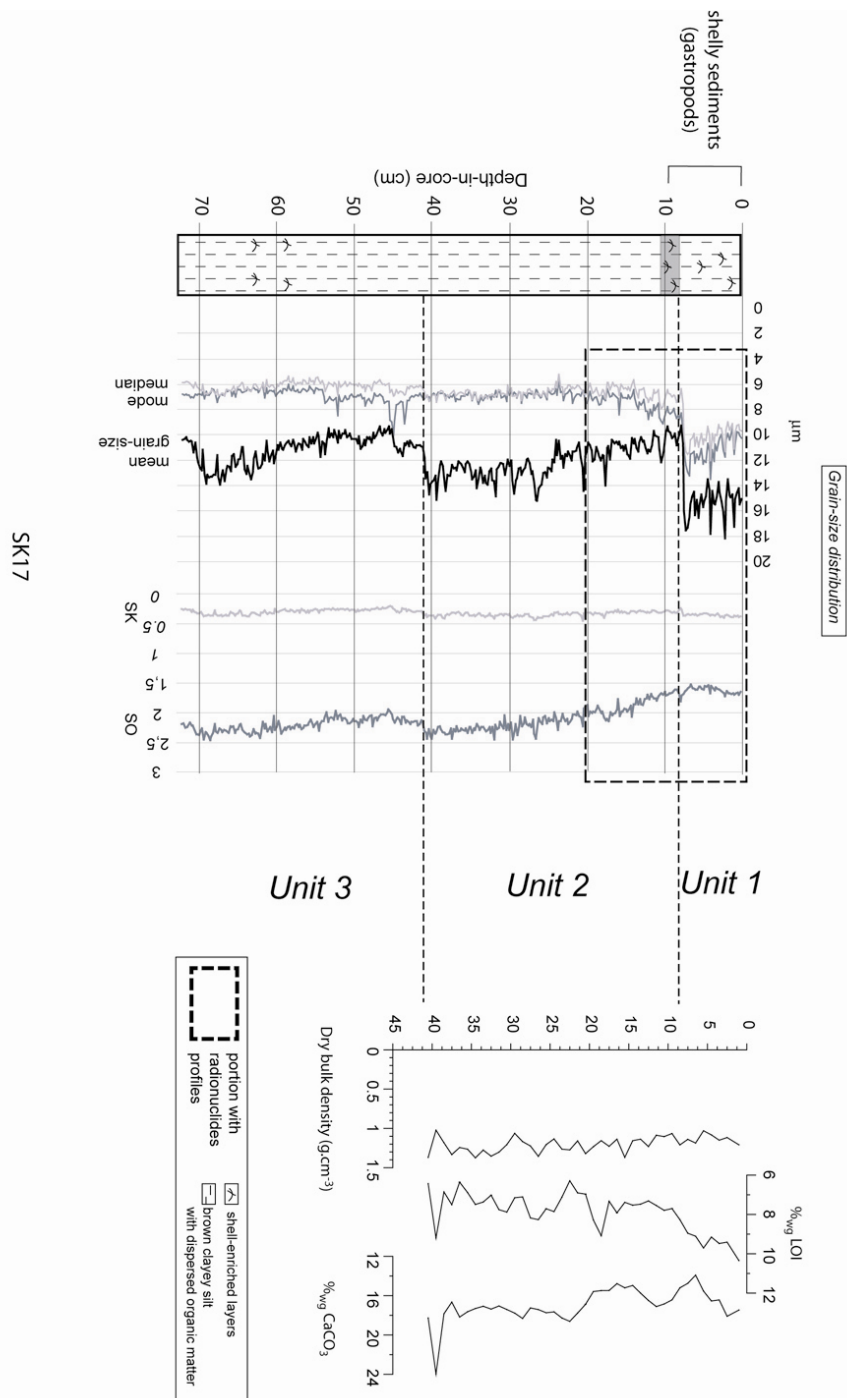
van Welden et al.

Figure 2



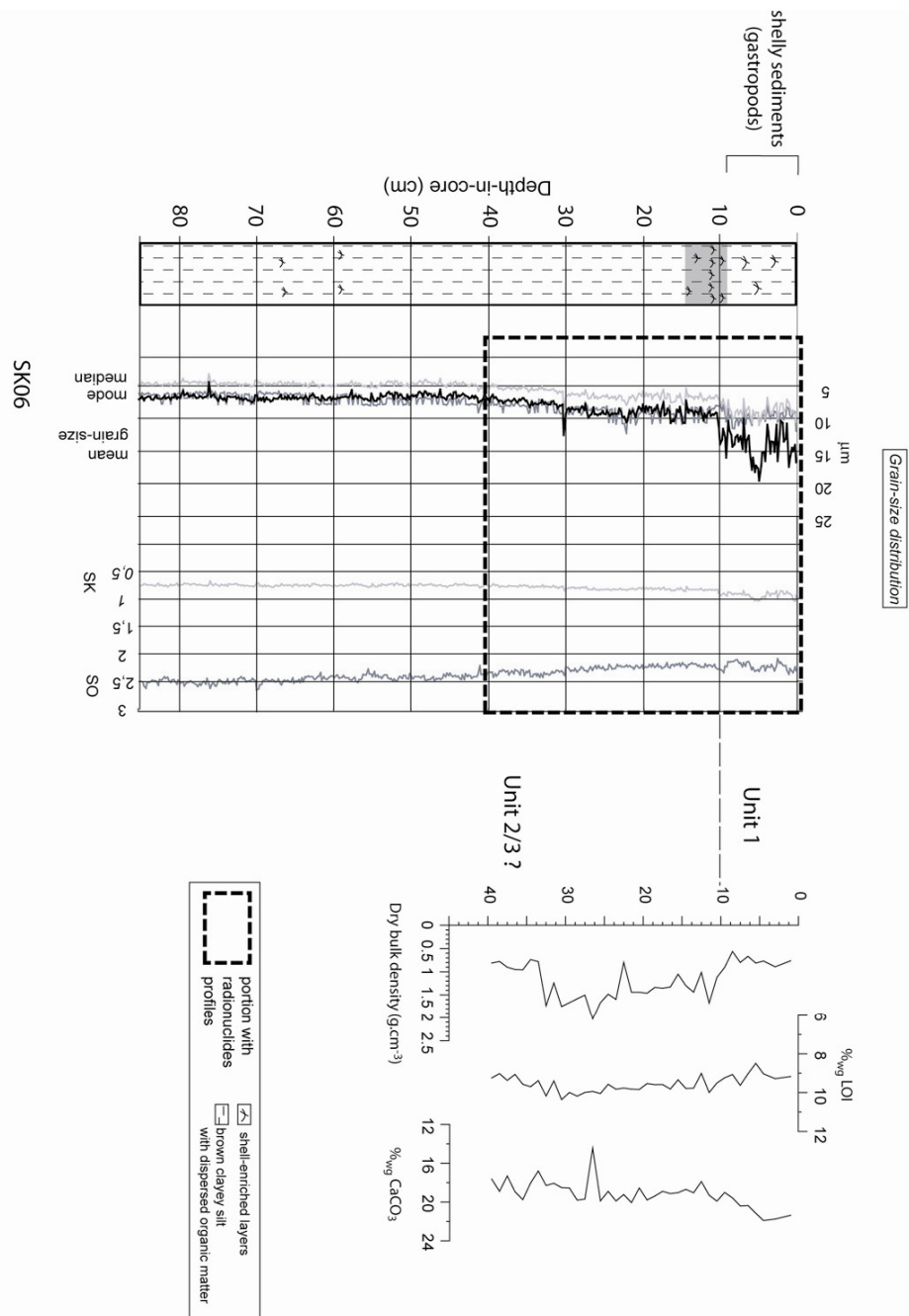
van Welden et al.

Figure 3



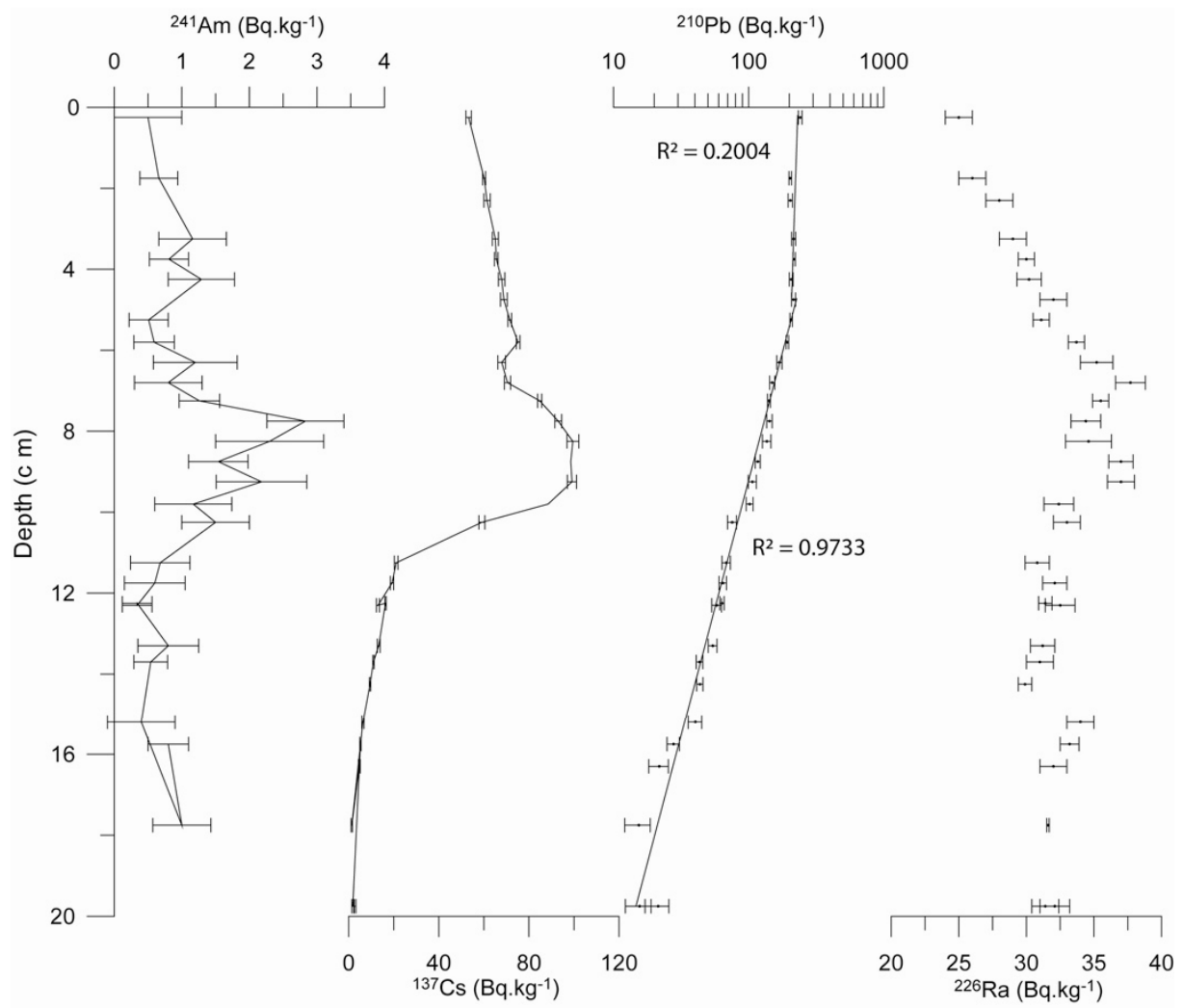
van Welden et al.

Figure 4



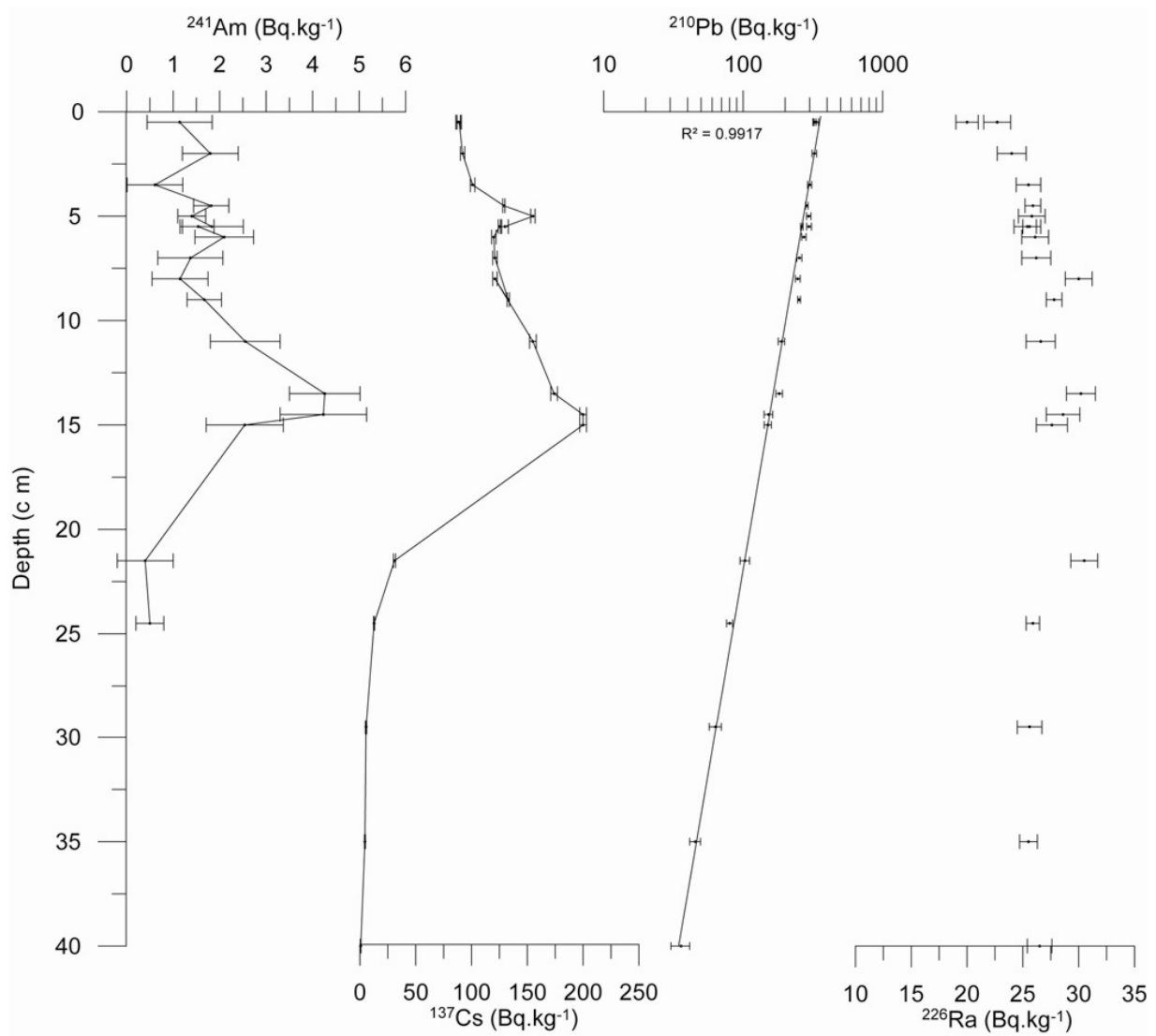
van Welden et al.

Figure 5



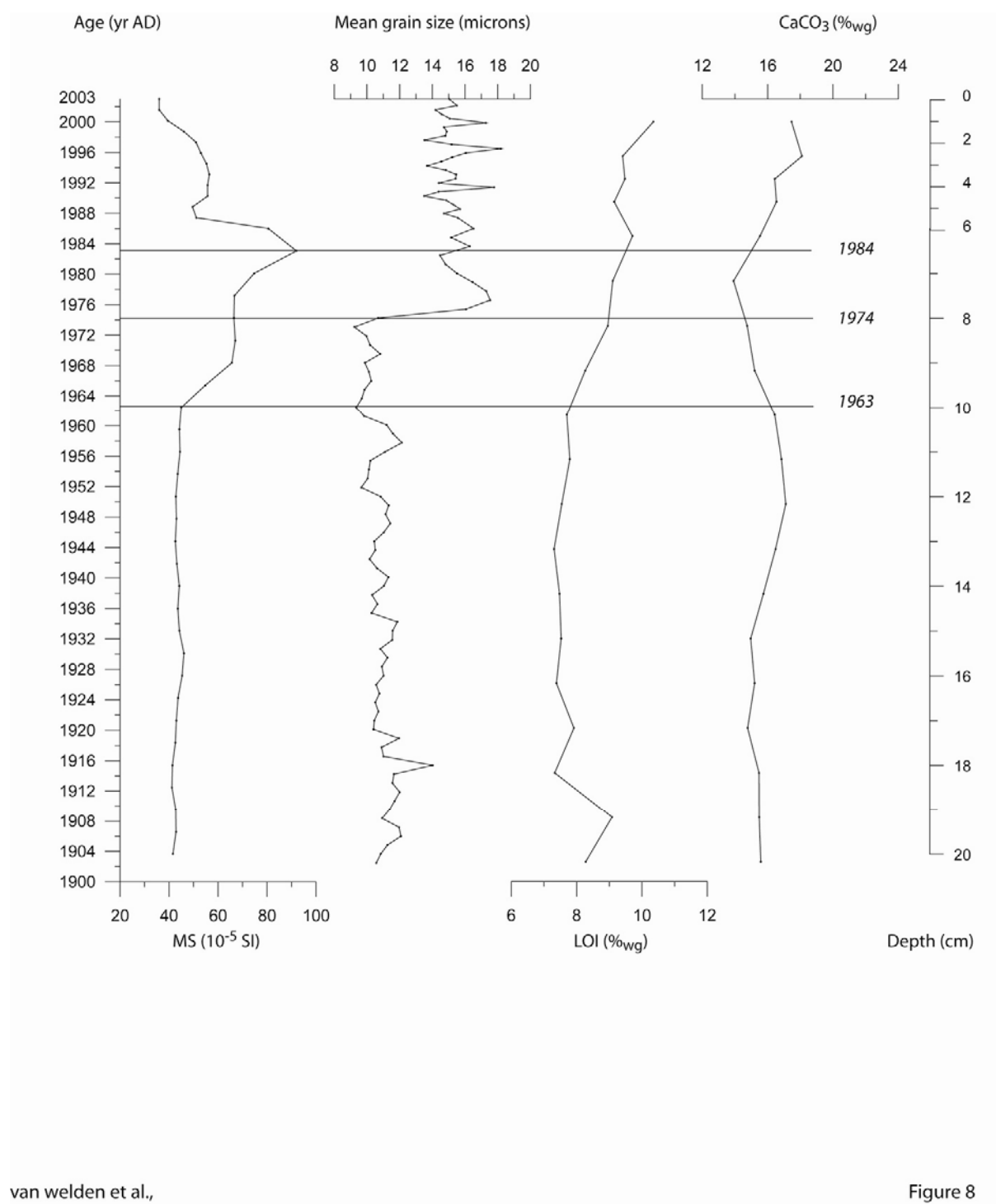
van Welden et al.,

Figure 6



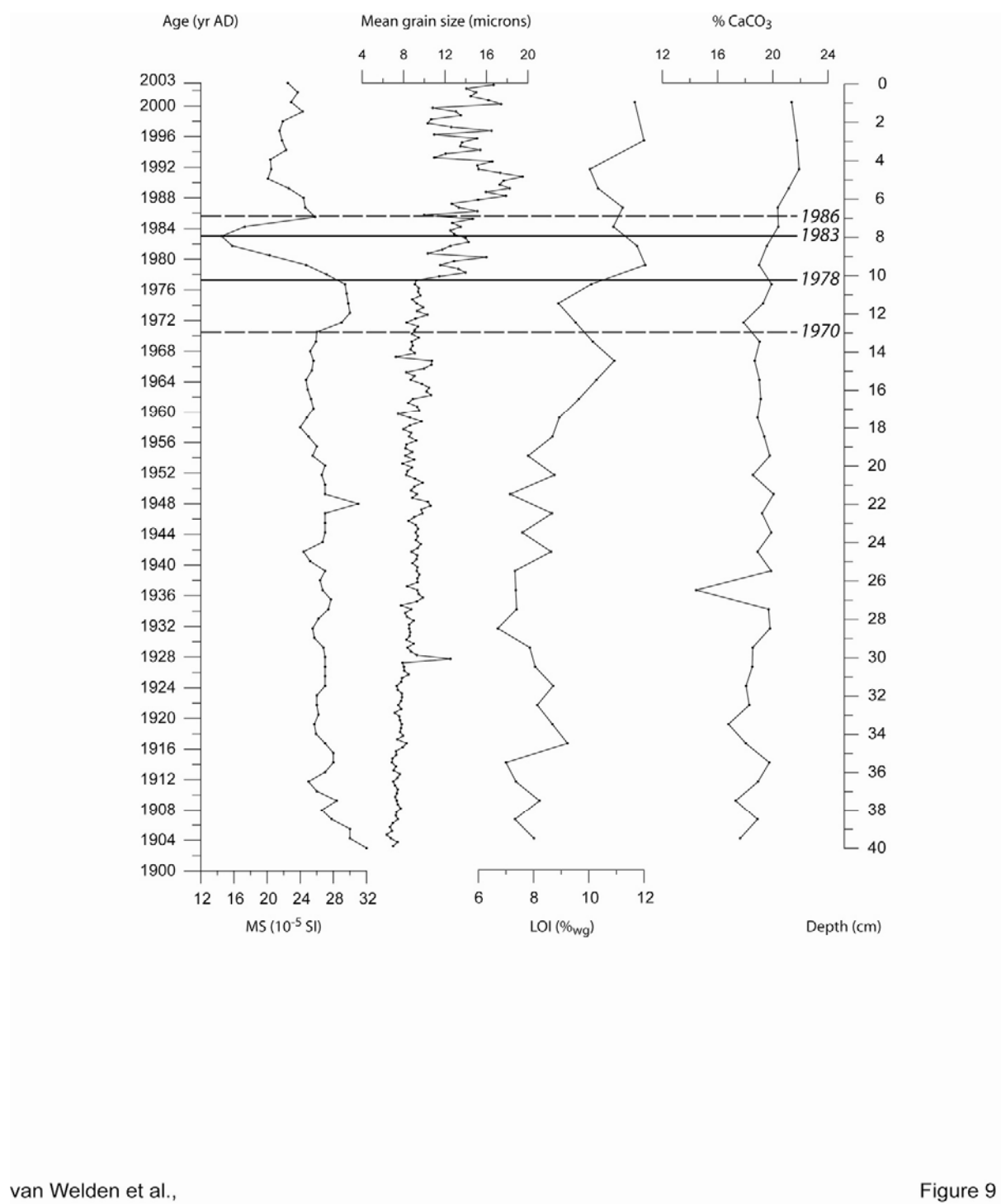
van Welden et al.,

Figure 7



van welden et al.,

Figure 8



van Welden et al.,

Figure 9

SK17		
Radionuclide/Event	depth	AR
^{210}Pb	under 5 cm	1,7 mm/yr
1986 Chernobyl	5.8 cm	3,4 mm/yr
1963 nuclear tests	7.8 to 12	2 to 3 mm/yr
1986-1963	2 to 6,2 cm thickness	0,9 to 2,3 mm/yr
1986-1963 ^{210}Pb	9,7 cm	1,7 mm/yr

SK06		
Radionuclide/Event	depth	AR
^{210}Pb	full archive	5,1 mm/yr
1986 Chernobyl	5 cm	2,9 mm/yr
1963 nuclear tests	13,5 to 16 cm	3,4 to 4 mm/yr
1986-1963	8.5 to 11 cm thickness	3,7 to 4,8 mm/yr
1986-1963 ^{210}Pb	16,7 cm	5,1 mm/yr

van Welden et al.

Table 1

B. Détermination du taux de carbonate dans les sédiments de Shkodra

Afin de valider l'utilisation du microgranulomètre laser pour déterminer le taux de carbonates dans les sédiments de la carotte SK13, nous avons effectué des tests dans la carotte équivalente SK06. Nous avons donc pris quelques échantillons que nous avons placé dans le calcimètre volumétrique (« Bernard ») et nous avons comparé les taux de carbonates obtenus avec ceux résultant de l'ajout d'acide chlorhydrique dans la cuve du granulomètre laser. Ces résultats sont présentés dans la figure 3.17.

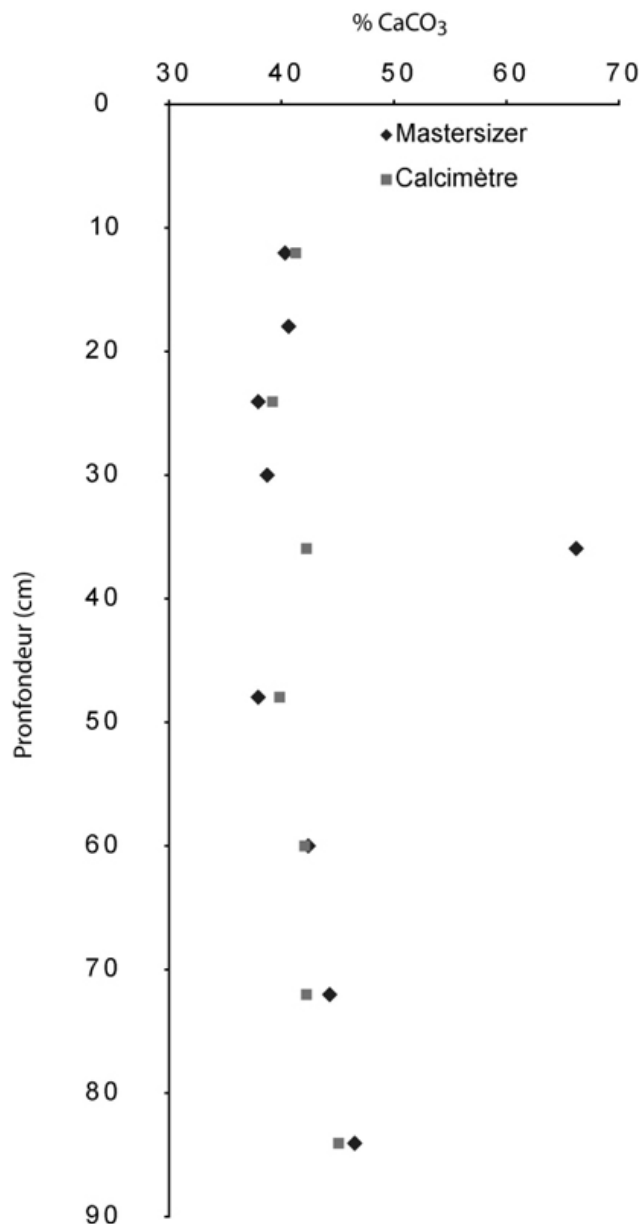


Figure 3.17 : Comparaison entre le taux de carbonates mesuré au microgranulomètre laser et au calcimètre volumétrique.
Comparison between carbonate content derived from laser sizer and volumetric calcimeter.

C. Comparaison avec la perte au feu (LOI) et conclusion :

Les taux de CaCO_3 issus du calcimètre volumétrique et du granulomètre sont parfaitement compatibles. Nous pouvons donc utiliser la décarbonatation dans la cuve du granulomètre pour appréhender l'évolution du taux de CaCO_3 dans les sédiments de la carotte SK13. Néanmoins, nous avons vu précédemment que les taux de carbonates massiques issus de la LOI étaient compris entre 16% et 20% dans la carotte SK06. Contrairement au calcimètre, la LOI détruit également la dolomie. Nous devrions au moins avoir un résultat égal entre les deux types de méthodes. Nous attribuons cette différence au fait que lors de la combustion, seul le CO_2 s'échappe et le CaO reste en place, contribuant ainsi au bilan de masse. Le taux de CaCO_3 est donc mieux approché dans la carotte SK13 par l'utilisation de la méthode de Trentesaux et al. (2001) que par LOI.

IV.-Sédimentation Holocène

A. Chronostratigraphie, corrélations

Le calage chronostratigraphique des carottes longues du lac de Shkodra est principalement assuré par 9 datations ^{14}C AMS (spectromètre de masse sur accélérateur) mesurées au laboratoire de datation de Poznan (Pologne). Nous avons en outre identifié des niveaux de cendre que nous avons étudié afin de renforcer le modèle d'âge. Des éruptions bien connues ont été identifiées et, grâce aux taux de sédimentation plus forts dans le lac que dans les zones de la Mer Adriatique où les téphras ont été identifiés (voir Siani et al., 2004 pour plus de détails), l'enregistrement des différentes éruptions est meilleur.

1. ^{14}C AMS

Nous disposons de neuf datations ^{14}C AMS (Tableau 3.2) principalement effectuées sur des fragments ligneux. Les âges ^{14}C ont été corrigés à l'aide du logiciel OxCal et la courbe IntCal 04 (Reimer et al., 2004) des variations atmosphériques du $\delta^{14}\text{C}$. Pour l'élaboration des courbes d'équivalence âges *vs* profondeur, nous avons utilisé comme âge central la valeur statistiquement la plus probable de la calibration à 2σ (95,4 % de la densité de probabilité).

Report 733/04		Poznan Radiocarbon			
Core SK-19				Ages cal. BP 2 sigma	
Lab. No.	Profondeur (composite)	Age 14 C	valeur inf	valeur centrale	valeur sup
Poz-9251	81 cm	775 ± 30 BP	735	689	669
Poz-9201	207 cm	2500 ± 30 BP	2732	2575	2467
Poz-9252	310,5 cm	3220 ± 35 BP	3555	3446	3368
Poz-9199	370 cm	4645 ± 35 BP	5469	5440	5306
Poz-9250	435 cm	6510 ± 40 BP	7497	7430	7322
Report 1425/06					
Core SK13					
Lab. No.	Profondeur (composite)	Age 14 C	valeur inf	valeur centrale	valeur sup
Poz-15211	183 cm	745 ± 30 BP	728	678	661
Poz-15212	268,5 cm	1695 ± 30 BP	1694	1587	1535
Poz-15214	655,5 cm	3760 ± 35 BP	4238	4120	3990
Report 1425/06					
Core SK12					
Lab. No.	Profondeur (composite)	Age 14 C	valeur inf	valeur centrale	valeur sup
Poz-16325	259 cm	3105 ± 35 BP	3397	3350	3241

Tableau 3.2 : Synthèse des datations effectuées sur les carottes de Shkodra. Les calibrations sont effectuées à 95,4% de probabilité (2σ).

Datation synthesis for Shkodra cores. Calibration was made at 2σ .

2. Composition et origine des téphras

Comme nous l'avons vu précédemment (cf. carottes composites), le contenu en minéraux (ferri-)magnétiques varie de façon importante dans les trois carottes étudiées. Dans les carottes SK13 et SK12, les niveaux plus magnétiques sont également caractérisés par des changements de couleur. Nous avons prélevé des échantillons de sédiment total dans ces niveaux particuliers et nous avons étudié la morphologie et la chimie des particules au MEB. Nous avons ensuite échantillonné les niveaux de cendre principaux pour des analyses géochimiques plus poussées réalisées par le laboratoire DST de l'Université de Pise.

a. Morphologie et minéralogie des cendres.

Nous avons prélevé des échantillons dans deux niveaux à forte SM de la carotte SK13. Cette carotte présente le meilleur enregistrement des niveaux de cendre depuis 5000 ans. La morphologie des particules vitreuses ainsi que la composition minéralogique de ces deux niveaux sont très différentes indiquant deux mécanismes éruptifs distincts.

Deux échantillons ont été prélevés dans la carotte section B-Upper de la carotte SK13 à une profondeur comprise entre 267 et 287 cm. Le premier est prélevé dans les sédiments fins de couleur grise. Il s'agit de très fines aiguilles (5 μm) correspondant à un magma relativement alcalin. Sous ces particules fines, on trouve des minéraux magmatiques de taille plus importante (>10 μm) correspondant à des feldspath potassiques (Annexe I) ou alcalins. Nous avons également identifié des cristaux de titanomagnétite (Annexe I) dont la taille est de l'ordre de quelques microns. D'après les âges ^{14}C , ce tephra aurait été émis entre 1535 et 1694 ans cal. BP.

Le second niveau que nous avons étudié est situé dans la partie inférieure de la carotte, à une profondeur comprise entre 672 et 680 cm. C'est un niveau de tephra silto-sableux et nous avons particulièrement étudié les minéraux d'un échantillon prélevé à 674 cm. La morphologie des particules est très différente de celle des minéraux précédemment étudiés. Les formes sont plus complexes témoignant d'une histoire éruptive différente et plus violente. Nous observons des aiguilles dont la composition correspondrait à celle de feldspaths potassiques, des minéraux de titanomagnétite dont la taille peut atteindre plus de 10 microns, ainsi que des cristaux d'apatite (Annexe I). Ce tephra est antérieur à 4238 ans cal. BP.

b. Source des téphras et éruptions connues

Après le travail préliminaire décrit ci-dessus, nous avons échantillonné tous les niveaux que nous pensions correspondre à des téphras pour une analyse plus fine. Le bruit de fond sédimentaire, principalement carbonaté, permet l'utilisation de la susceptibilité magnétique comme détecteur de niveaux de téphras et nous n'avons pas eu à utiliser la méthode de Fretzdorff et al. (2000) qui nécessite le comptage des particules détritiques afin d'évaluer les proportions de particules vitreuses, de cristaux et d'éléments lithiques de la fraction > 40 microns.

Les échantillons de verre ont été prélevés dans la fraction comprise entre 40 et 150 μm et montés dans une résine epoxy. La concentration des éléments majeurs a été mesurée à l'aide d'un microscope électronique à balayage JEOL couplé à une sonde EDS de 15 kV et 0,3 nA. Ces compositions ont été calibrées à partir du géostandard international Vedde Ash (Bard et al., 1994). Tous les résultats des

téphras individuels ont été normalisés à 100% et placés dans le diagramme « alkalis-silice » de Le Bas et al. (1986) afin de définir la source du matériel.

Siani et al. (2004, figure 3.18) proposent une synthèse de la géochimie des cendres analysées à terre et dans les sédiments marins de l'Adriatique qui permet de définir les sources des retombées déposées depuis 18 ka.

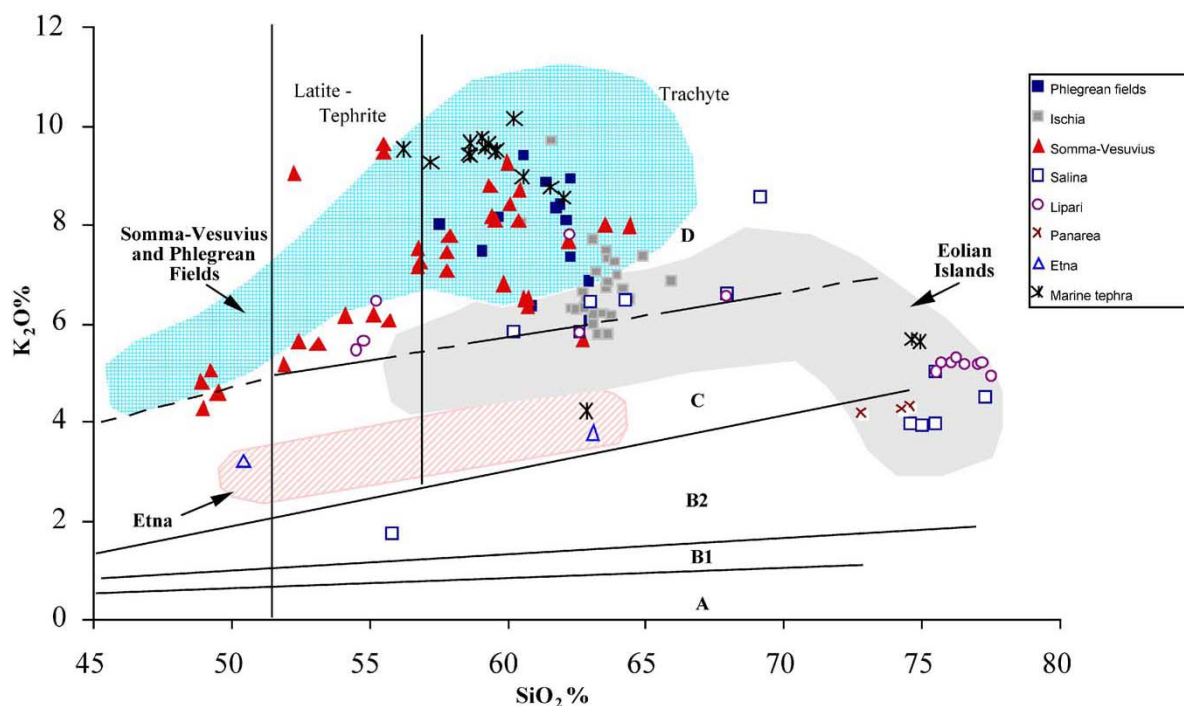


Figure 3.18 : Comparaison entre les compositions géochimiques à terre et en mer dans un diagramme K_2O vs SiO_2 des appareils volcaniques : Somma-Vésuve, Champs Phlégréens, Etna, Vulcano, Salina et Lipari (extrait de Siani et al. 2004). Série A : tholéiitique, B1 : calco-alkalin peu potassique, B2 : calco-alkalin fortement potassique, C : shoshonite, D : série Alcanline.

Comparison between geochemical compositions of onland and onshore téphras from Somma-Vesuvius, Phlegrean Fields, Etna, Vulcano, Salina and Lipari volcanoes in a K_2O vs SiO_2 diagram (from Siani et al. 2004).

Les volcans de la Province Campanienne, principalement les **Champs Phlégréens** et le **Soma-Vésuve** connaissent une activité explosive remarquable durant ces 18 ka BP, avec des produits volcaniques appartenant à la série alcaline. Les cendres ont une nature trachy-phonolitique à trachytique. L'un des téphras les plus importants est le *Napolitan Yellow Tuff* (NYT), daté à 12,4 ka, qui résulte de plusieurs éruptions. L'étude des sédiments de la Mer Adriatique (Paterne et al., 1988 ; Siani et al., 2004) a permis de mettre en évidence l'éruption de l'*Agnato Pomici Principali* à 10,4 ka caractérisée par des cendres de nature trachytique. Au cours de la période qui nous concerne (8000 ans), l'éruption plinienne de l'*Agnato Monte Spina* a été datée par Di Vito et al. (1999) à 4130 ± 50 ^{14}C et à 4350 ± 70 ^{14}C BP par Siani et al. (2004), elle est caractérisée par des cendres trachytiques. Siani et al. (2004) identifient enfin trois téphras entre 4,4 et 3,8 ka (âge à terre de 3780 ± 70 ^{14}C BP) qu'ils associent à des phases éruptives du volcan *Astroni*, correspondant à l'Epoque III définie par Di Vito et al., (1999). Selon Isaia et al. (2004), sept éruptions se sont suivies à un intervalle de temps très court. Wulf et al. (2004) proposent un calendrier plus complet des éruptions du Vésuve d'après l'étude des sédiments du Lago Grande di

Monticchio (figure 3.19). Ces auteurs présentent trois éruptions du Vésuve depuis 5000 ans : TM1 en 1631 AD (319 ans cal. BP), l'éruption « Pollena » en 472 AD (1478 cal. BP, nommée TM2) ; en 79 AD (1871 cal. BP), ce sont les éruptions de Avellino et Pompeii (entre 79 AD et 3170 ± 110 ^{14}C BP). Enfin, Wulf et al. (2004) proposent un événement de l'Avellino indépendant (TM4), daté entre 3675 ± 57 ^{14}C BP et 3920 ± 50 ^{14}C BP.

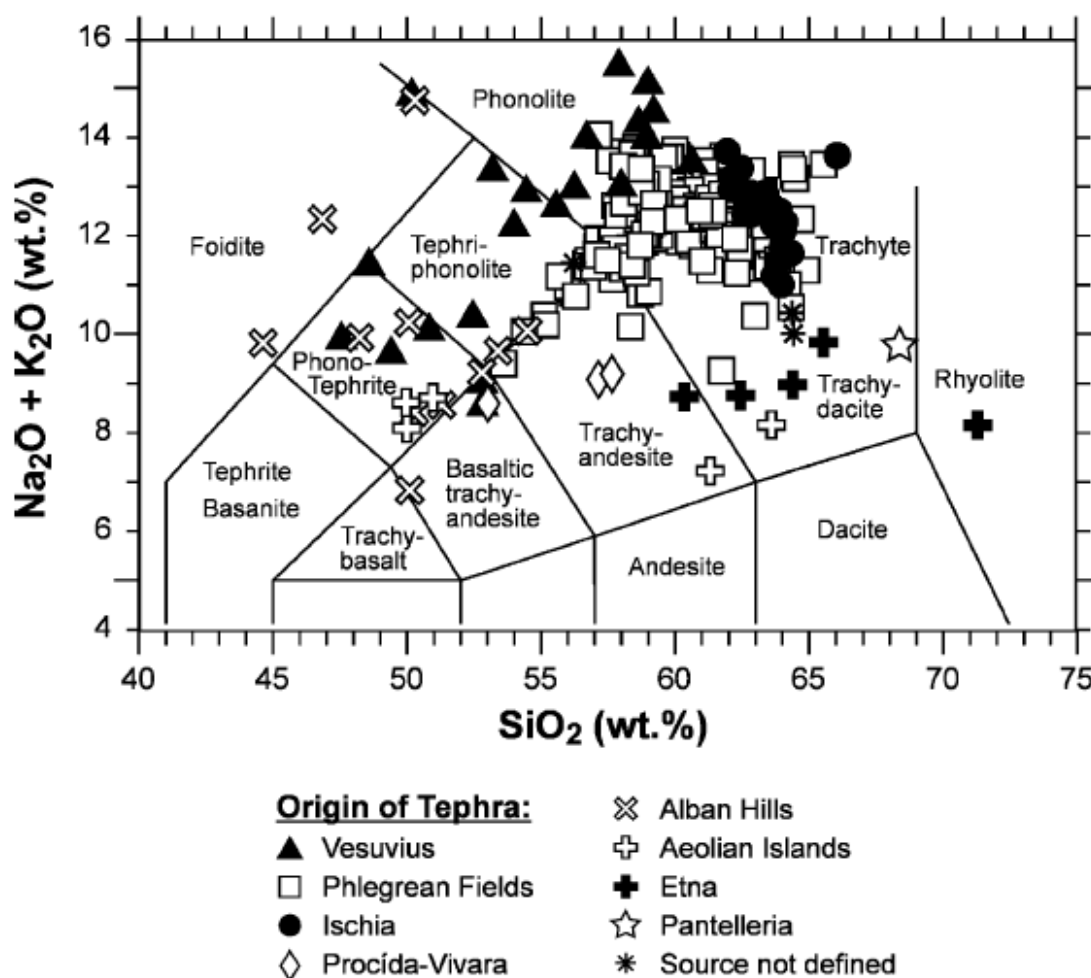


Figure 3.19 : Diagramme total Alcalins-silice montrant les valeurs moyennes obtenues par micro-sonde électronique sur les échantillons de verre provenant des 340 niveaux de téphras identifiés dans les sédiments du Lago de Monticchio (Wulf et al. 2004)

Total-Alkali-Silica diagram showing the mean values of electron microprobe analyses of glass shards from the 340 tephra layers identified in sediments from Lago de Monticchio.

Les Champs Phlégréens et le Soma-Vésuve ne sont pas les seuls sites actifs depuis le Tardiglaciaire. En effet, le **Mont Etna** et les **Iles Eoliennes** (province volcanique dite Sicilo-éolienne) connaissent également une forte activité explosive. La dernière éruption identifiée et associée à l'Etna a une composition benmoréitique. Elle date de $14\,650 \pm 90$ ^{14}C BP. Les téphras issus des Iles Eoliennes ont une composition rhyolitique. Dans l'Adriatique, un niveau de cendres rhyolitiques a été identifié à une date de 7770 ± 70 ^{14}C BP.

c. Les téphras dans les sédiments du lac de Shkodra

Nous avons identifié des niveaux de cendres dans les carottes SK19, SK13 et SK12 (figure 3.20).

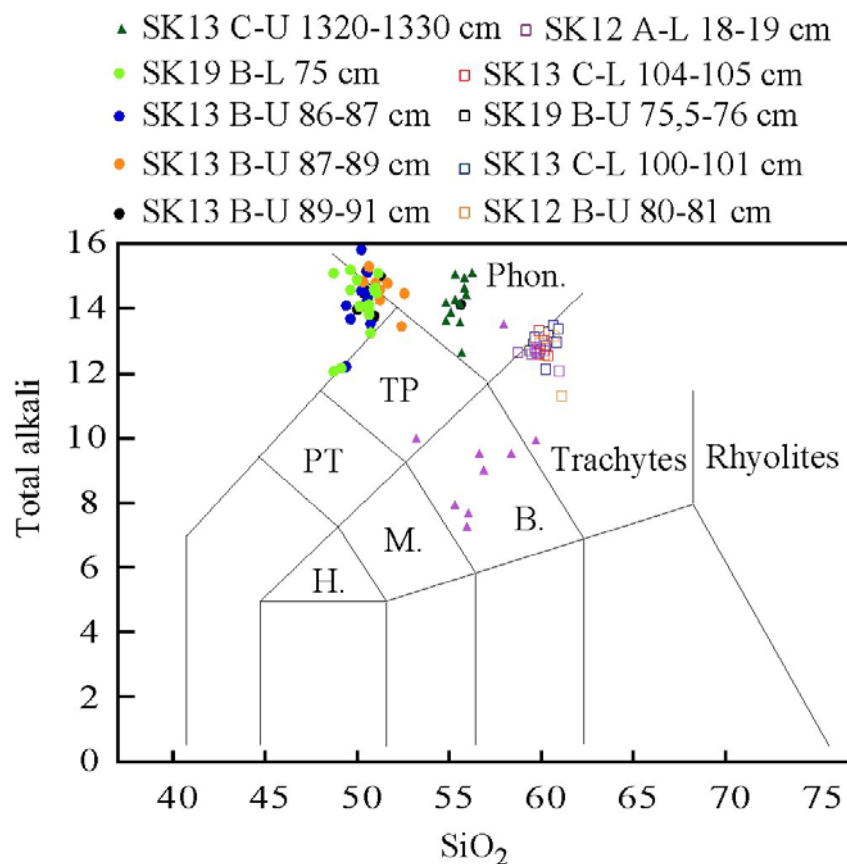


Figure 3.20 : Diagramme total alcalin-silice des échantillons prélevés dans les carottes SK12, SK13 et SK19.

Les points sont caractéristiques de cendres provenant du Vésuve (éruption de Pollena, 472AD), les triangles verts celles attribuées à l'éruption d'Avellino et les carrés à du matériel provenant des Champs Phlégréens (type Agnato Monte Spina). Les triangles roses correspondent à du matériel provenant de l'Etna.

Total alkali-silica diagram of Sk12, SK13 and SK19 samples. Dots represent ash-fall from Vesuvius (Pollena), triangles those from Avellino and squares tephra from Phlegrean Fields (Agnato Monte Spina). Rose triangles are attributed to Etna material.

Les niveaux de cendres identifiés dans les trois carottes de Shkodra peuvent être rattachées aux trois épisodes éruptifs majeurs connus au cours de l'Holocène. Des mesures complémentaires sont en cours afin de caractériser précisément l'origine de chacun des niveaux et proposer un calendrier des éruptions complémentaire de ceux déjà définis en Adriatique ou sur le territoire Italien.

d. Conclusion

Nous avons identifié et caractérisé des niveaux de cendre dans les trois carottes longues du lac de Shkodra. Les éruptions bien documentées depuis 8000 ans de la province Campanienne (Pollena, Avellino et Agnato Monte Spina) ont été identifiées et fournissent des marqueurs chronostratigraphiques précieux. L'usage des niveaux de téphras tel qu'il est proposé par Lowe et al., (2007) pour les sédiments de l'Adriatique nécessite un jeu de datations ^{14}C conséquent et une

résolution d'échantillonnage importante du matériel volcanique ; de plus, les cendres peuvent avoir été remaniées (Boygle, 1999). Nous n'utiliserons donc pas les téphras dans l'élaboration du modèle d'âge de la carotte SK19, mais nous vérifierons la cohérence du modèle d'âge avec les données tephrochronologiques.

Notre enregistrement nous permet également de mettre en évidence une éruption de l'Etna, peu documentée, qui se serait déroulée il y a environ 1695 ± 30 ^{14}C BP.

3. Synthèse de la chronostratigraphie et taux de sédimentation

Grâce aux datations ^{14}C , à la tephrochronologie et en complétant ces données par comparaison entre les carottes longues et les radioéléments des carottes courtes, nous pouvons proposer une courbe âge *vs* profondeur composite pour les carottes SK19 et SK13. L'extrapolation de cette courbe pour la base des carottes SK19 et SK13 a été effectuée à l'aide du logiciel Analyseries 1.2 (Paillard et al., 1996) et des datations ^{14}C . Les diagrammes sont représentés en années BP (**B**efore **P**resent, 1950 AD). Les âges antérieurs à 1950 sont donc négatifs. Analyseries ne pouvant pas utiliser les âges négatifs, nous avons choisi la profondeur correspondant à l'année 1950 d'après les résultats de radioéléments. Le modèle d'âge final est donc construit sur les radioéléments jusque les années 1900 puis sur le modèle ^{14}C .

Nous avons également replacé les téphras dans les graphiques « âge-profondeur ». Les résultats des analyses sur ces deux carottes pourront donc être discutés en terme de profondeur et d'âge si nécessaire.

La carotte SK19 présente un enregistrement des 8000 dernières années (couvert par les ^{14}C). Si l'extrapolation que nous avons effectuée est correcte, la base de la carotte SK19 pourrait être datée à environ 12 Ka cal. BP (figure 3.21). Cependant, aucun tephra (e.g. Agnato Pomici Principali) ne vient conforter cette hypothèse. Les deux niveaux de tephras observés (figure 3.21) ne correspondent pas à des éruptions identifiées dans l'Adriatique ou dans le Lago Monticchio. Cependant, Wunsam et al. (1999) identifient un dépôt de cendres dans les sédiments des lagunes Malo et Velike Jezero (Croatie), âgé de 7365 ± 190 BP, d'origine Campanienne, associé à un tephra présent dans la Mer Thyérienne (Paterne et al., 1988).

Le taux de sédimentation dans la carotte SK19 n'est pas constant au cours du temps. En ne se concentrant que sur la période couverte par les ^{14}C , le taux de sédimentation entre 7,4 et 3,4 ka cal. BP dans la partie proximale du lac de Shkodra apparaît faible, à **0,3 mm/an**. Ce taux est d'environ **1 mm/an** entre 3,4 ka cal. BP et l'actuel. Dans le détail, on note un taux de sédimentation de **1,5 mm/an** entre 3,4 et 2,6 ka cal. BP. Cette valeur est en accord avec le taux de sédimentation dérivé des radioéléments au cours du XX^{ème} siècle, (van Welden et al., 2008).

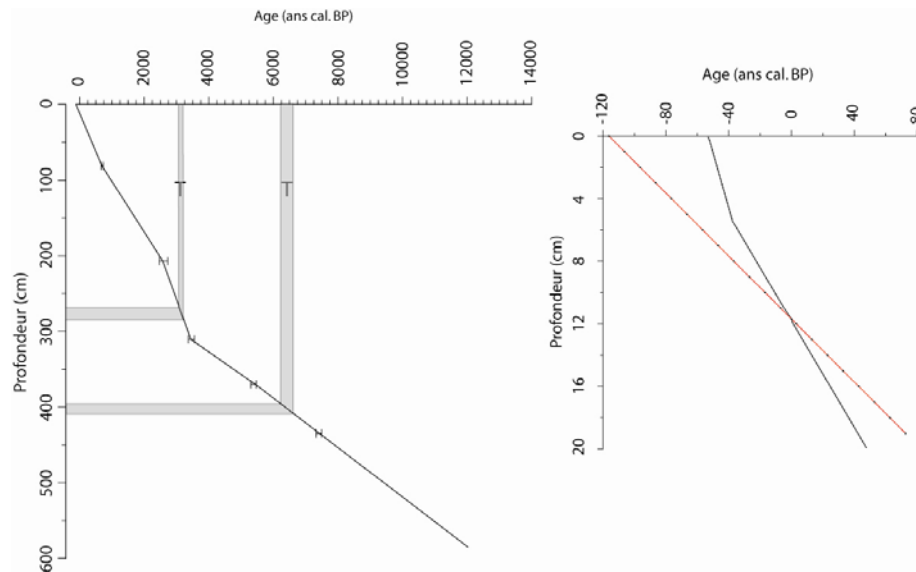


Figure 3.21 : Courbe âge profondeur pour la carotte SK19. T : téphas. En rouge : chronologie ^{14}C , en noir : chronologie ^{210}Pb .

Age vs depth diagram for SK19 core. T : tephra layers. In red: ^{14}C dating, in black : ^{210}Pb dating.

La carotte SK13 couvre les 5000 dernières années de sédimentation (figure 3.22). Dans la partie centrale du lac de Shkodra, le taux de sédimentation est plus important que dans la partie proximale, avec un taux relativement constant de 1,4 mm/an. Cette valeur est nettement plus faible que celle déterminée à partir des radioéléments de la carotte SK06 (van Welden et al., 2008). Cette différence peut s'expliquer par une augmentation récente des apports sédimentaires liés aux pratiques agricoles du bassin versant du lac.

Par analogie avec le profil de susceptibilité magnétique de la carotte SK19, nous proposons un enregistrement de plus de 5000 ans pour la carotte SK12 (figure 3.23). Le taux de sédimentation est donc approximativement d'**1 mm/an**.

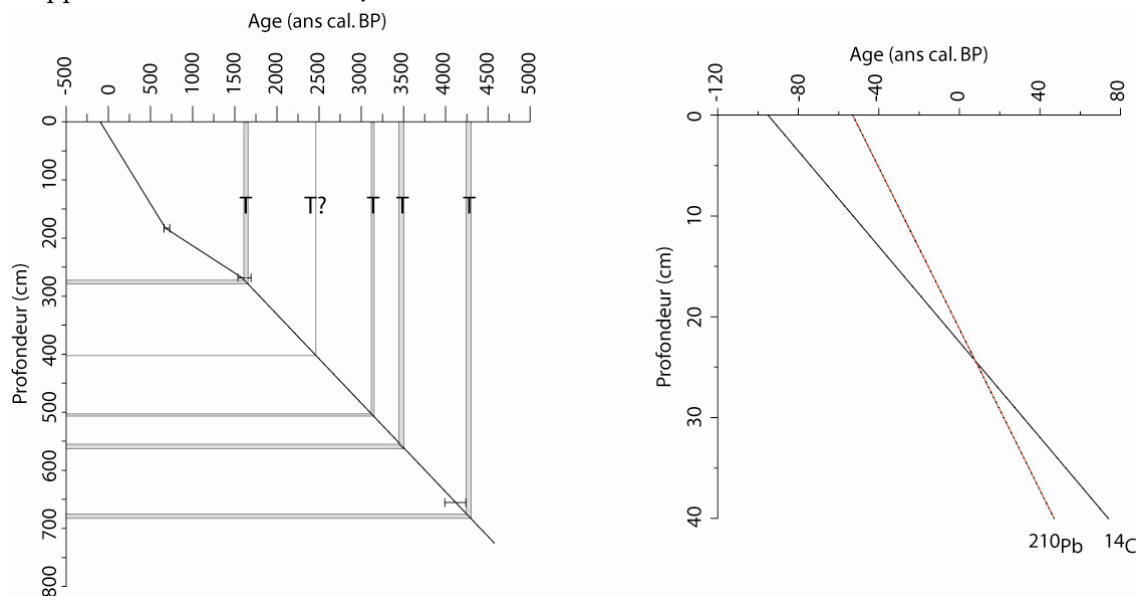


Figure 3.20 : Courbe âge vs profondeur pour la carotte SK13. T : téphas

Age vs depth diagram for SK13 core. T : tephra layers

Une comparaison entre les trois carottes longues est présentée figure 3.23.

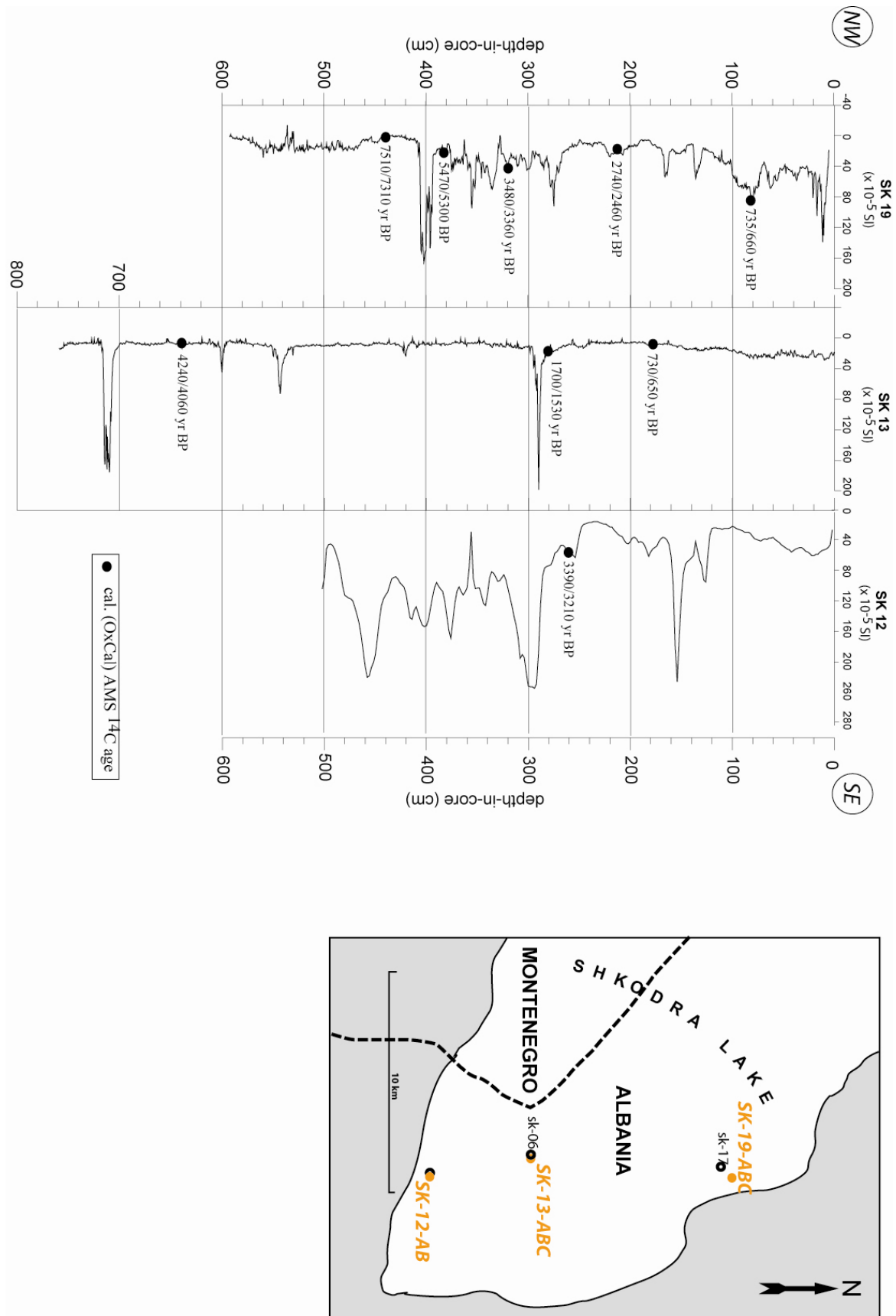


Figure 3.23 : Comparaison entre les profils de susceptibilité magnétique des carottes longues de Shkodra (SK12, SK13 et SK19) ainsi que leur localisation dans le lac.
Location of long cores and comparison between their magnetic susceptibility profiles.

B. Etude multi-paramètres des carottes longues : introduction

La bathymétrie disponible du lac de Shkodra indique une topographie simple sans indice d'héritage morphostructural.

Ce travail étant la première étude sur la sédimentation lacustre de Shkodra, nous avons analysé plusieurs carottes afin de définir un cadre général de la sédimentation. Ce travail ouvre la voie à des études postérieures plus fines et impliquant d'autres méthodologies.

Nous avons d'abord étudié la carotte représentant l'intervalle de temps le plus long : la SK19. Dans un deuxième temps, nous avons travaillé sur la carotte SK13 car elle présente un enregistrement plus court pour une épaisseur plus importante et permet donc une meilleure résolution. A la différence de la carotte SK13, la SK19 contient peu de coquilles et de matière organique, ce qui permet d'avoir un enregistrement peu parasité de la fabrique sédimentaire. Enfin, nous avons étudié les propriétés d'aimantation sur la carotte SK12 car elle présente un enregistrement plus long que la SK13, et ne présente pas de niveaux trop fortement enrichis en coquilles ou en matière organique. De plus, la carotte SK12 présente des variations importantes de la susceptibilité magnétique qui semblent corrélées avec les changements de couleur.

Dans la suite de cette partie, nous aborderons tout d'abord l'étude des propriétés magnétiques de la carotte SK12 car ces résultats ne peuvent pas être interprétés simplement en terme de paléosismicité (pas de données texturales disponibles) ni de paléoclimat (seulement une datation ^{14}C disponible). Nous étudierons ensuite la carotte SK19, qui présente l'enregistrement le plus long, les faciès sédimentaires les plus variés et qui a fait l'objet d'une plus grande variété d'analyses et enfin la carotte SK13, qui a fait l'objet d'une étude haute résolution de la fabrique magnétique sur 5000 ans.

C. Etude des propriétés magnétiques de la carotte SK12

La carotte SK12 présente peu de variations de faciès sédimentaire. La granularité est dominée par les silts et les argiles (à l'exception des sables volcaniques) ; l'ensemble de la carotte est de couleur marron à verdâtre, très différent des deux autres carottes. Les bords de la quatrième section de la carotte SK12 ont été déformés par les processus de carottage. Ces perturbations n'y permettent donc pas l'étude de la fabrique sédimentaire. Afin de déterminer la nature du matériel magnétique de ces niveaux, nous avons étudié les propriétés d'aimantation des sédiments. Nous avons prélevé des U-Channels dans les 4 sections de la carotte et les avons ensuite analysés dans le magnétomètre cryogénique SQUID de l'IPGP Jussieu (2G) en collaboration avec le Muséum National d'Histoire Naturelle.

1. Variations de la concentration en minéraux magnétiques

Les paramètres de susceptibilité, d'Aimantation Rémanente Anysthérétique (ARA) et d'Aimantation Rémanente Isotherme (ARI) ont été utilisés comme indicateurs de la concentration en minéraux paramagnétiques et/ou ferrimagnétiques.

La carotte SK12 peut être divisée en deux unités principales, sur les bases de l'évolution des paramètres magnétiques.

L'unité inférieure, comprise entre la base et la 2,5 m de profondeur, est caractérisée par des valeurs moyennes de SM fortes (de l'ordre de $120 \cdot 10^{-5}$ SI). L'unité supérieure est caractérisée par une valeur moyenne plus faible ($45 \cdot 10^{-5}$ SI) avec une augmentation progressive de la SM entre 1,2 m et le sommet de la carotte. Nous avons individualisé 9 niveaux où la susceptibilité magnétique augmente de manière notable (Fig. 3.24). Ces niveaux semblent toujours associés au faciès de type B (Fig. 3.13).

Dans l'unité supérieure, le **niveau 1** (1,26 m) présente des valeurs atteignant $100 \cdot 10^{-5}$ SI. Le **niveau 2** (1,54 m) a été identifié comme téphra ($K = 232 \cdot 10^{-5}$ SI). Les **niveaux 3** et **4** (1,82 m et 2,04 m respectivement) sont caractérisés par des valeurs moyennes (autour de $50 \cdot 10^{-5}$ SI), mais non comparable avec le niveau 2. Dans l'unité inférieure, le **niveau 5** atteint $63 \cdot 10^{-5}$ SI à une profondeur de 2,54 m. Le **niveau 6** a été identifié comme téphra, il atteint les plus fortes valeurs de SM de la carotte (de l'ordre de $242 \cdot 10^{-5}$ SI). Les **niveaux** suivants (**7, 8 et 9**) sont caractérisés par des valeurs supérieures à $100 \cdot 10^{-5}$ SI.

L'ARN (Aimantation Rémanente Naturelle), l'ARA et l'ARI présentent des valeurs très fortes. Leurs variations sont en phase avec celles de la susceptibilité magnétique indiquant *a priori* une minéralogie magnétique simple : essentiellement de la (titano-)magnétite.

Comme nous l'avons vu précédemment (e.g. Fig. 3.23), la susceptibilité magnétique de la carotte SK12 présente d'importantes fluctuations. Deux des pics importants sont liés à la présence de téphras dont la chimie correspond à celle des éruptions de l'Agnato Monte Spina. D'autres pics importants sont visibles, mais n'ont pas été identifiés comme des niveaux de cendre. Soit les pics de SM sont liés à d'autres composés soit le matériel pyroclastique est présent en trop faible quantité avec des fragments vitreux de petite taille.

Les relations entre ARIS-ARA et K_{ARA} (susceptibilité de l'ARA)-K ont été exprimées dans la figure 3.25. Bien que les trois paramètres soient indicateurs de la concentration en (Ti-)magnétite, l'ARA est plus fortement influencée par les petites particules et l'ARIS par la contribution en minéraux antiferromagnétiques imparfaits (goethite, hématite). La relation ARA-ARIS met en évidence trois groupes de points bien différenciés indiquant une plus forte concentration en minéraux magnétiques.

Ces groupes sont également bien différenciés dans la relation $K_{ARA}-K$, qui montre une granulométrie magnétique plus importante que le sédiment moyen.

Ces relations mettent en évidence une variation de source. Les deux premiers pics de SM correspondent à des tephras, mais le troisième niveau n'a pas été caractérisé comme tel. C'est pourtant ce dernier qui présente la granulométrie magnétique la plus élevée. Les résultats présentés sur la figure 3.23 suggèrent que ce niveau correspond à un niveau de cendres. Nous avons vu au niveau de la figure 3.21 que les profils de SM des carottes SK12 et SK19 paraissaient corrélables. Si les deux pics identifiés comme des niveaux de cendres correspondent entre eux, le niveau le plus ancien serait daté à environ 6,5 ka cal. BP.

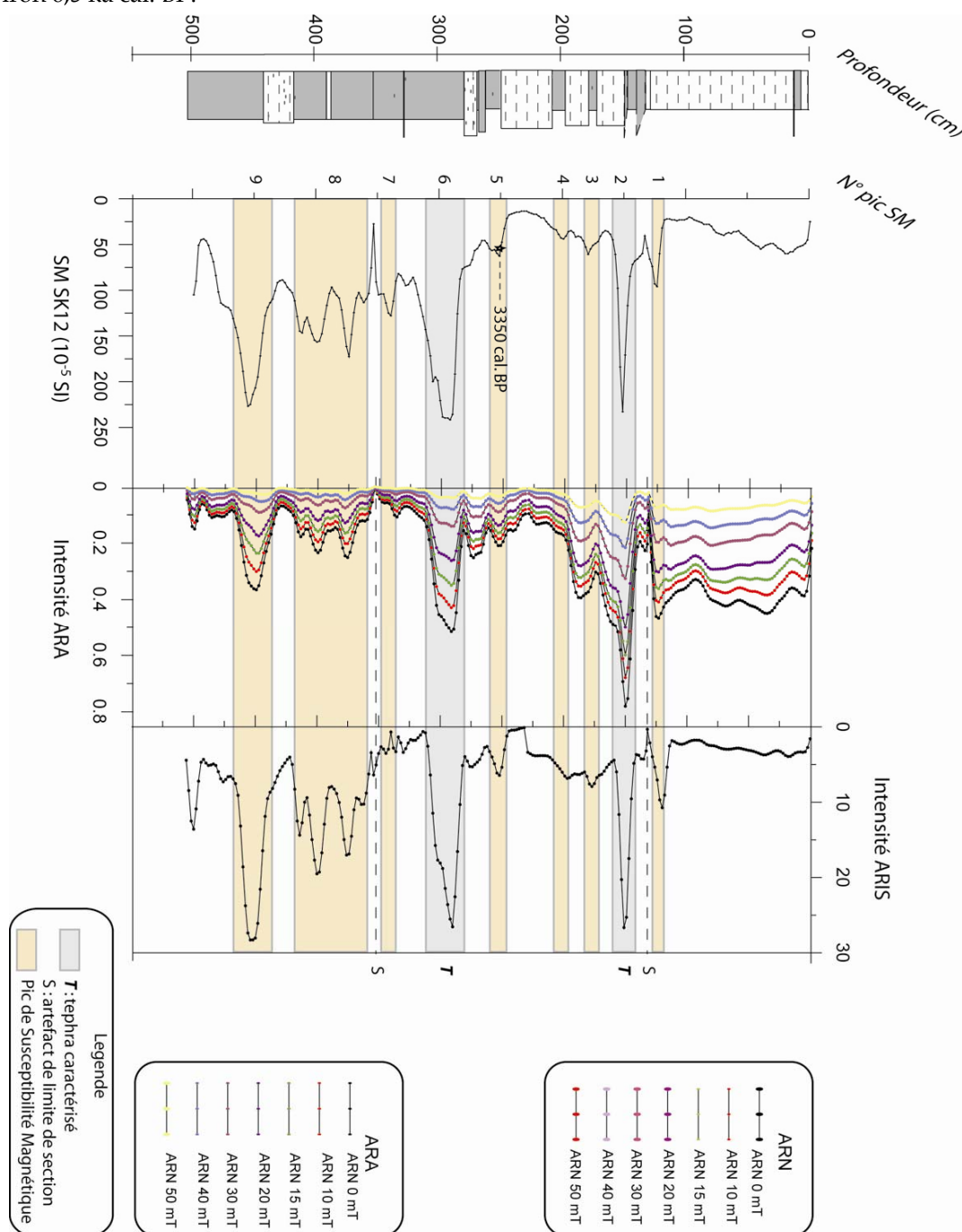


Figure 3.24 : Comparaison entre les valeurs de susceptibilité magnétique, d'ARN, ARA et ARIS en fonction de la profondeur. T : tephra identifié, s : limite de section.

Comparison between the values of magnetic susceptibility, NRM, ARM and IRM. T : tephra, s : section limit.

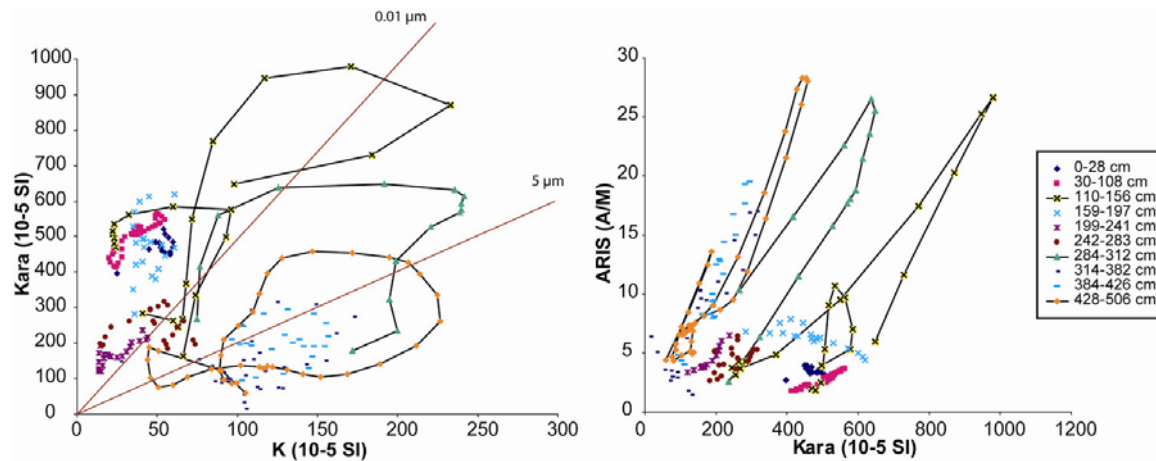


Figure 3.25 : Relation entre la SM (K), la SM de l'ARA (Kara) et l'ARIS. On note trois groupes de points bien individualisés des autres. Les groupes 110-159 cm et 428-574 cm ont été identifiés comme des niveaux de cendre. Le groupe 314-382 cm présente les mêmes caractéristiques magnétiques.

Relationship between MS, ARM(Kara) and SIRM. Three groups are identified. Group 314-382 cm presents the same magnetic characteristics than 110-159 cm and 428-574 cm groups which were identified as tephra layers.

2. Variations de la granulométrie magnétique

Dans des sédiments où la minéralogie magnétique est dominée par la (titano-)magnétite, les rapports entre la susceptibilité (K), l'ARA et l'ARI sont indicateurs de l'évolution de la taille des grains.

Dans la figure 3.26, les courbes d' ARA_{30}/ARA , ARA/K , $ARA/ARIS$, sont comparées à l'évolution de la susceptibilité magnétique. Ces rapports augmentent lorsque la taille des particules magnétiques augmente. Les quatre rapports montrent les mêmes tendances pour les 1,5 premiers mètres, avec une augmentation de la taille des grains pour une diminution de la valeur de susceptibilité magnétique. Sous cette profondeur, on remarque que ces quatre rapports n'évoluent pas de la même manière. Nous avons défini 8 unités à partir du rapport d' ARA_{30}/ARA , qui dépend essentiellement de la (titano-)magnétique et qui évolue à l'opposé de la susceptibilité magnétique indiquant que les niveaux fortement magnétiques sont des niveaux enrichis en particules grossières. ARA/K et $ARA/ARIS$ suivent grossièrement les variations de ARA_{30}/ARA jusque 2,5 m. Les variations de ce rapport sont en phase pour les niveaux a, b et la moitié supérieure du niveau c, mais en opposition de phase pour la partie inférieure du **niveau c**, les **niveaux d** et **e**. Les **niveaux f**, **g** et **h** ont des valeurs très faibles et quasi-constantes. Ces différences pourraient être expliquées par de fortes variations de la nature des sédiments car ARA/K est influencé par la teneur en argiles et en carbonates. Le rapport ARA/ARI est quant à lui influencé par l'hématite et les sulfures ferrimagnétiques.

Ces résultats sont contradictoires et indiqueraient un mélange de particules magnétiques qui ne serait pas reflété dans les intensités d'ARN, ARA et ARI.

3. Des changements de minéralogie magnétique ?

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, la minéralogie magnétique peut être déduite de l'étude de l'Aimantation Rémanente Isotherme dure (ARId) ainsi que du rapport de l'ARI à -300mT sur l'ARIS (Sratio). Nous avons observé que deux des pics de SM correspondent à des niveaux de cendres. Le découpage en unités de la courbe de Sratio (figure 2.26) est approximativement le même que celui des autres paramètres. Les niveaux 0-1,20 m ; 2,50-3,10 m et 3,50 m-base sont caractérisés par des valeurs

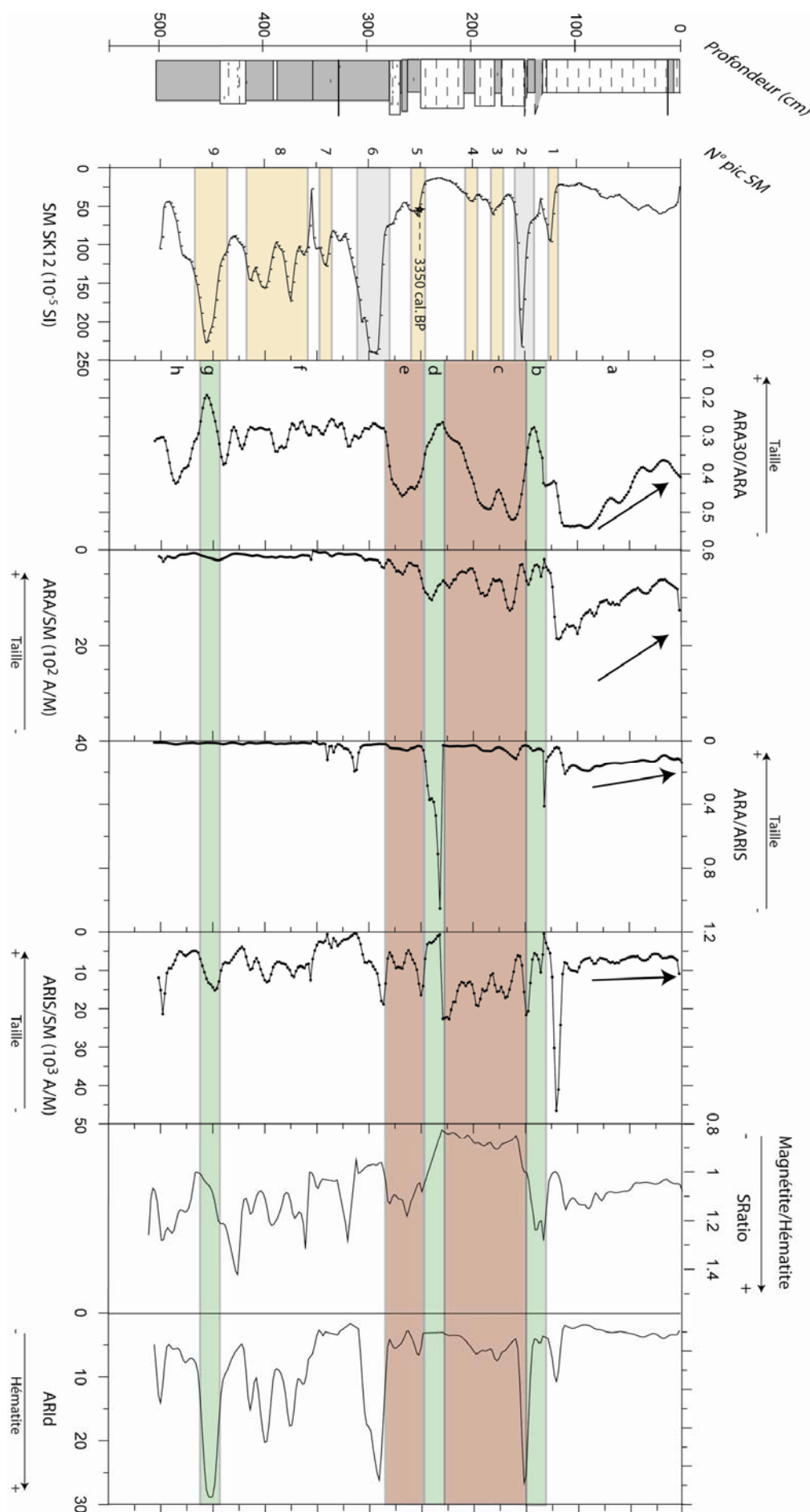
faibles indiquant une part d'hématite plus importante. Néanmoins, les niveaux où on observe les pics de susceptibilité magnétique les plus importants sont également ceux où la concentration absolue en hématite (ARId), est également forte.

Ces résultats semblent indiquer des variations dans la minéralogie magnétique avec une contribution de l'hématite au magnétisme sédimentaire comme l'indique également le rapport ARIS/K. Si cette contribution semble claire, il nous est impossible de décrire la dynamique d'apport ou de formation de ces oxydes à cause de la présence de particules magnétiques volcaniques.

Une des sources potentielle de l'hématite pourrait être les karsts notamment dans le bassin versant de la Morača où sont accumulées d'importantes quantités de bauxite (Burić, 1966). Usuellement, les bauxites de karst contiennent 48 à 60% d'oxyde d'aluminium (Al_2O_3) et 15 à 23 % d'oxyde de fer (Fe_2O_3). L'altération et la dissolution des carbonates pourraient entraîner la libération des oxydes de fer et favoriseraient ainsi la formation d'hématite.

Figure 2.26 (page suivante) : Comparaison entre ARA30/ARA, ARA/SM, ARA/ARIS, ARIS/SM, le Sratio et l'ARId avec la courbe de susceptibilité magnétique. L'évolution du rapport ARIS/SM indique que le champ d'1T est trop faible compte tenu de la minéralogie magnétique. SM : Susceptibilité Magnétique, K dans le texte.

Comparison between ARM30/ARM, ARM/MS, ARM/SIRM, SIRM/MS, Sratio and HIRM with the magnetic susceptibility curve. The evolution of SIRM/MS curve would indicate that a 1T field is not the saturation field of the magnetic particles present in the core. SM: magnetic susceptibility, K in the text.



4. Conclusion sur l'étude de la carotte SK12

L'objectif de l'étude de la minéralogie magnétique était de tester l'hypothèse selon laquelle le matériel volcanique présent dans la carotte SK12 pourrait avoir été remanié et donc de discuter des éventuelles variations de sources de matériel magnétique responsable de ces pics de susceptibilité magnétique. L'étude des propriétés d'aimantation de la carotte SK12 nous a permis de mettre en évidence **diverses minéralogies magnétiques**, mais les valeurs de certains paramètres nécessitent la mise en œuvre d'analyses complémentaires afin de contraindre le signal magnétique de la carotte SK12 (i.e. les sédiments prélevés dans la partie ouest du lac). Nos résultats montrent une minéralogie magnétique complexe potentiellement induite par des processus chimiques post-dépôt. L'étude de la sédimentation dans cette zone devra être effectuée avec précaution. Nous pensons que l'influence de l'alimentation sous-karstique du lac, identifiable aujourd'hui le long de la côte NW du lac, a pu jouer un rôle dans l'apport en particules magnétiques et/ou les transformations minéralogiques. Il est maintenant nécessaire de procéder à des extractions magnétiques afin de caractériser de manière précise et fiable le(s) porteur(s) du magnétisme dans ces carottes.

Nous montrons l'existence d'un niveau de cendres intermédiaire entre les deux niveaux caractérisés géochimiquement dont l'âge pourrait correspondre au dépôt de cendres de l'Agnato Monte Spina (4,4 ka cal. BP).

Une étude complémentaire basée sur l'évolution de la couleur (par spectrophotométrie) est en cours et sera comparée avec les résultats déjà acquis. La contribution des oxydes à la sédimentation devrait notamment être mise en évidence.

Le travail effectué sur la carotte SK12 est la première analyse de magnétisme environnemental dans les sédiments de Shkodra. Les mesures ont été effectuées sur cette carotte car elle présentait des variations de susceptibilité magnétique importantes ne correspondant pas uniquement à la présence de niveaux de cendre, et donc potentiellement intéressantes en matière d'apports brutaux et/ou de remaniements. Nos résultats ne permettent pas de conclure de manière significative sur ce dernier point. Une analyse supplémentaire (extraction des particules magnétiques pour leur étude spécifique par sonde EDS, microscope électronique, température de Curie, hystérésis...) permettrait de trancher parmi les interprétations. Cependant, ce travail permet d'avoir une idée sur la contribution potentielle des sulfures et de l'hématite dans l'assemblage magnétique.

D. Etude de la carotte SK19

Nous avons analysé l'évolution de la concentration en particules magnétiques grâce à la susceptibilité magnétique, la composition des sédiments par observation optique (frottis) et électronique (MEB + EDS). La nature des sédiments a également été déterminée par des mesures de Matière Organique (MO) et C_{inorg} (*i.e.* taux de carbonates) par perte au feu (LOI) mais aussi par l'étude de la nature des minéraux argileux et leur évolution au cours du temps. La texture des sédiments a été étudiée par microgranulométrie laser alors que la fabrique sédimentaire a été déterminée par les mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique.

Nous étudions chaque paramètre de manière indépendante avant de synthétiser l'ensemble des résultats et le découpage stratigraphique dans une partie conclusive.

1. Concentration en particules magnétiques

La susceptibilité magnétique de la carotte SK19 a été mesurée tous les 5 mm avec le capteur de surface MS2 Bartington.

Les valeurs de SM sont faibles à nulles (comprises entre 0 et $5 \cdot 10^{-5}$ SI) entre la base de la carotte et une profondeur de 5,62 cm puis elles augmentent légèrement ($15 \cdot 10^{-5}$ SI environ) entre 5,62 et 4,60 m. La susceptibilité magnétique diminue à nouveau avec des valeurs inférieures à $10 \cdot 10^{-5}$ SI jusque 4 m. Les valeurs de SM augmentent ensuite très fortement entre 3,98 m et 3,86 m pour atteindre des valeurs supérieures à $150 \cdot 10^{-5}$ SI. Entre 3,85 et 2,86 m, la valeur moyenne de susceptibilité magnétique est supérieure à $40 \cdot 10^{-5}$ SI avec des pics supérieurs à $60 \cdot 10^{-5}$ SI à 3,50 m, 3,25 m et 2,75 m. Jusque 2,20 m, les valeurs de SM sont à nouveau faibles (de l'ordre de $10 \cdot 10^{-5}$ SI). Un niveau à plus forte susceptibilité magnétique ($25 \cdot 10^{-5}$ SI) est observable entre 1,83 et 2,20 m, puis la tendance de la SM est à l'augmentation progressive avec deux pics de SM à $50 \cdot 10^{-5}$ SI aux profondeurs de 1,60 et 1,25 m. La partie supérieure de la carotte SK 19 présente des valeurs de susceptibilité magnétique forte atteignant $140 \cdot 10^{-5}$ SI à 5 cm de profondeur.

Excepté pour les niveaux de cendre, porteurs de titanomagnétite (mise en évidence par MEB + EDS), l'origine des particules magnétiques peut être multiple. Nous excluons la contribution notable de magnétite bactérienne car le taux de sédimentation et les valeurs de susceptibilité magnétique sont forts comparés aux environnements où les bactéries magnétotactiques ont été documentées. L'origine des particules magnétiques est donc considérée comme associée au détritisme. Le matériel magnétique pourrait être associé i) à une remobilisation des cendres (non directement visible dans le sédiment), ii) un apport par les crues de magnétite ou de greigite.

Des études complémentaires sont nécessaires afin de définir l'origine des particules magnétiques.

2. Perte Au Feu (LOI)

L'évolution du taux de **MO** et celle du carbone inorganique sont définies par **PAF**. Le pas d'échantillonnage est d'environ 10 cm, soit une cinquantaine d'échantillons au total (Fig. 3.27).

La teneur moyenne en MO, telle qu'elle est définie par la PAF est élevée, de l'ordre de 5%. Ces valeurs pourraient également être dues à la disparition de minéraux par déshydratation (ex. la kaolinite). On observe d'importantes variations dans la carotte SK19. La valeur de MO à la base de la carotte est inférieure à 5%, mais atteint 10 % entre 5,6 m et 4,5 m. Dans l'unité organique, la MO atteint près de 30% puis chute à 6% (4,1 m). La MO reste globalement à 7 % pour le reste de la carotte à

l'exception d'un niveau entre 3,6 et 3,1 m où elle atteint des valeurs de l'ordre de 20% et des 30 cm supérieurs où le taux de MO est de 10%.

La teneur en C_{inorg} fluctue également de manière importante dans la carotte SK19 (figure 3.27). Les valeurs de C_{inorg} sont les plus importantes à la base de la carotte (28%, couleur rose sur la figure 3.27) et décroissent progressivement jusqu'à 7% à 5,26 m de profondeur et augmentent à nouveau jusqu'à 13% à 4,9 m de profondeur. Le taux de C_{inorg} diminue ensuite pour atteindre ses valeurs les plus faibles (3%) entre 4,7 m et 4,5 m. La valeur de carbone inorganique augmente à nouveau pour se stabiliser à plus de 20% excepté pour les niveaux à 3,9 m et 3,2 m (valeur inférieure à 5%) qui ont été définis comme niveaux de cendre entre 3,1 et 0,5 m, le taux de C_{inorg} est important (20%) et relativement stable. Il diminue enfin pour atteindre 10% au sommet de la carotte (figure 3.27).

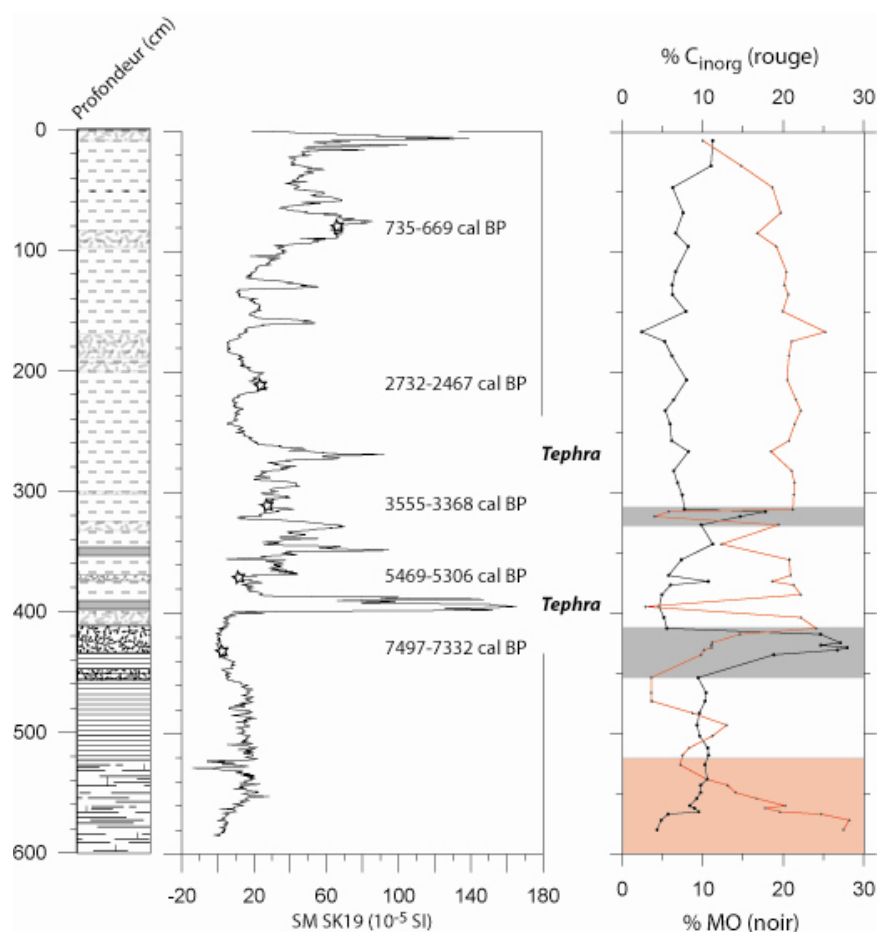


Figure 3.27 : Représentation des valeurs de LOI en fonction de la profondeur et comparaison avec les valeurs de SM.

LOI vs depth profiles in comparison with MS.

3. Minéralogie des argiles

Nous avons défini la composition du cortège argileux de la carotte SK19 avec un pas d'échantillonnage comparable à celui de la perte au feu. Cette étude des minéraux argileux est entreprise dans l'optique de mettre en évidence les modifications de sources sédimentaires, bien qu'aucune étude n'ait encore été menée pour cartographier les argiles dans le bassin versant du lac et des rivières l'alimentant. Cette partie a donc une vocation principalement préliminaire, mais elle

permet de montrer l'intérêt de l'étude des minéraux argileux pour comprendre l'évolution du remplissage du lac de Shkodra au cours du temps.

Les minéraux argileux présents dans les sédiments du Lac de Shkodra sont dominés par la chlorite, l'illite et la kaolinite (figure 3.28).

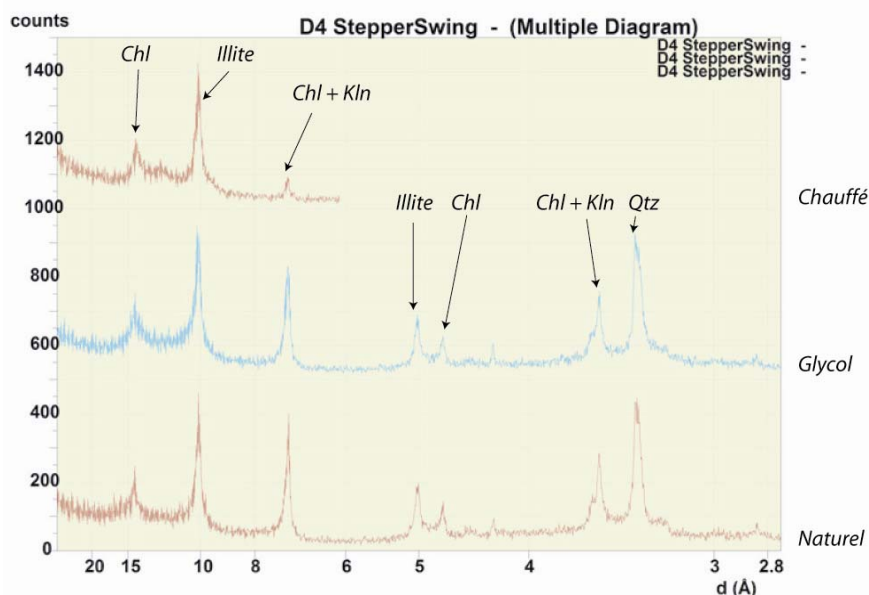


Figure 3.28 : Diffractogramme de l'échantillon « AU-40 » prélevé à une profondeur de 40 cm dans la carotte SK19. Trois minéraux argileux sont clairement identifiés par les trois essais : l'illite, la chlorite et la kaolinite.
Diffractogram of « AU-40 » sample taken at 40 cm depth in SK19 core. Three clay minerals are identified : illite, chlorite and kaolinite.

L'illite et la chlorite représentent plus de 70% de l'ensemble argileux alors que la kaolinite représente en moyenne 18% des argiles présentes. La proportion de quartz dont la taille est inférieure à 2 μm est estimée à 5% en moyenne. L'absence de smectite est surprenante car c'est un minéral commun des bassins méditerranéens. L'illite et la chlorite pourraient provenir des sédiments Crétacés (l'illite provenant des sédiments marneux et la chlorite des sédiments calcaireux, Chamley, 1989) alors que la kaolinite est un minéral typique des environnements hydrolysants ainsi qu'un produit courant de la pédogenèse en climat tempéré chaud à tropical avec alternances sécheresse/précipitations (Chamley, 1989). L'indice de cristallinité de l'illite (ou indice de Kübler, IC, 1969) est un indicateur de diagenèse poussée ou d'anchimétamorphisme et serait intéressant pour tracer les sources de matériel sédimentaire. Lorsque sa valeur est comprise entre 0,25 et 0,4, IC indique un métamorphisme. Lorsque sa valeur est inférieure à 0,25, IC indique un état compris entre la diagenèse et le début du métamorphisme (anchimétamorphisme ; basse pression, basse température).

Dans le détail (figure 3.29), les proportions relatives des minéraux ne sont pas constantes au long de la carotte et les variations des minéraux sont parfois indépendantes, montrant ainsi que l'apport en minéraux argileux dans le lac de Shkodra ne répond pas à un schéma de source unique.

Nous avons distingué 3 unités (A, B et C, figure 3.29) et 7 sous-unités (notées de 1 à 7) qui sont caractérisées par des diminutions notables du taux d'illite.

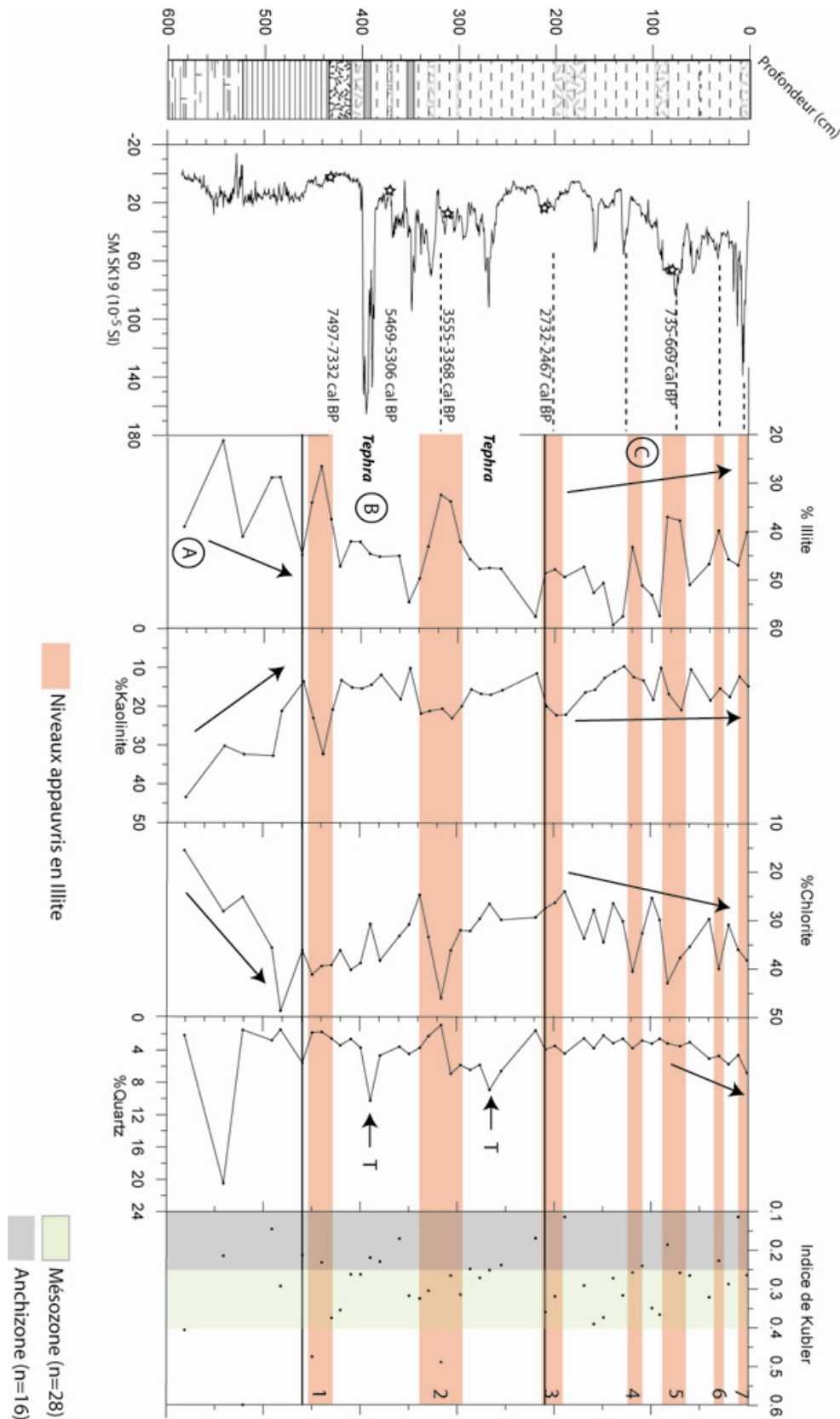


Figure 3.29 : Comparaison de l'évolution relative des minéraux argileux, du quartz microgranulaire et de l'indice de Kübler en fonction de la profondeur et comparaison avec la susceptibilité magnétique.

Comparison between the relative evolution of clay minerals, microgranular quartz and metamorphic index of Kübler with depth, and comparison with the evolution of magnetic susceptibility.

L'**unité A** s'étend entre la base de la carotte et 4,6 m. Dans cette unité, la proportion d'illite varie fortement et celle de chlorite augmente de 15 à 50%. La proportion de kaolinite chute (45% à 15%). Si l'on excepte un pic à 20% qui ne représente qu'un seul point, les valeurs de quartz micrométrique sont de l'ordre de 2%. L'unité A présente peu de points, mais les quatre minéraux ne semblent pas présenter de variations corrélables.

L'**unité B** est comprise entre 4,6 m et 2,2 m. La tendance globale de l'illite est à l'augmentation alors que celles de la kaolinite et de la chlorite sont à la baisse. La valeur moyenne du quartz est de l'ordre de 4%, mais avec deux pics notables au niveau des téphras. Les proportions relatives en illite et kaolinites semblent varier en inverse dans cette unité, à l'exception de la sous-unité 2 pour laquelle la diminution en illite est également accompagnée d'une augmentation en chlorite. Ce niveau correspond en outre à une augmentation de la susceptibilité magnétique.

L'**unité C** est caractérisée par une diminution notable de l'illite, une légère diminution de la kaolinite et une augmentation moyenne de la chlorite. Les valeurs de quartz sont à nouveau faibles (2%), mais augmentent légèrement entre 60 cm et le sommet de la carotte pour atteindre 8% de l'ensemble du cortège argileux. Dans cette unité, l'évolution de l'illite est clairement en inverse de celle de la chlorite. Les sous-unités 3 à 7 montrent cette tendance ainsi qu'une association avec des pics de susceptibilité magnétique.

Les unités B et C, bien que proches, illustrent une dynamique d'apport de minéraux argileux différente. Néanmoins, les niveaux enrichis en particules (ferri-)magnétiques sont caractérisés par des variations relatives d'illite et de chlorite identiques dans les deux unités. Nous associons ces changements à des crues importantes, probablement celles de la Drin qui, d'exutoire, devient affluent du lac comme ce fut le cas lors des crues catastrophiques de 1962.

4. Approche spectrocolorimétrique : potentiel méthodologique pour l'étude des sédiments de Shkodra ?

Une mesure spectrocolorimétrique a été effectuée tous les 5 mm sur la carotte SK19. Nous avons dans un premier temps étudié les variations de la réflectance (L^*), qui est un paramètre pouvant être lié à l'évolution du taux de carbonates (Balsam et al., 1999), a^* (couleur « rouge-vert » de Hemke et al., 2002) semble un paramètre intéressant pour caractériser la présence d'oxydes de fer et b^* qui s'est révélé comme potentiellement intéressant comme marqueur d'environnements anoxiques (Debret et al., 2006). Nous avons ensuite étudié les dérivées premières des variations. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, cette méthode permet de mettre en évidence des longueurs d'ondes particulières, typiques d'enrichissements en matière organique (675 nm), oxydes (565 nm) etc...

La figure 3.30 illustre les variations des trois paramètres évoqués précédemment (L^* , a^* et b^*) et permet un découpage stratigraphique en 3 unités principales (**A**, **B** et **C**). L'**unité** basale **A** est comprise entre 4,6 m et la base de la carotte. Elle est caractérisée par une diminution importante des paramètres spectrocolorimétriques, particulièrement dans les 60 derniers centimètres de la carotte pour L^* et b^* (**sous-unité 1**, figure 3.30) alors que a^* évolue peu. Dans la **sous-unité 2**, les trois paramètres décroissent, mais on observe néanmoins une légère augmentation à 4,9 m.

L'**unité B** est comprise entre 4,2 m et 4,6 m, elle présente des fluctuations importantes du paramètre L^* , une stabilisation de a^* et la fin de la décroissance du paramètre b^* .

L'**unité C** (figure 3.30) est caractérisée par la stabilité de L^* au long de la carotte. a^* et b^* varient de manière un peu plus importante entre 4,2 m et 70 cm. Dans la **sous-unité 3** (70 premiers centimètres, figure 3.30), a^* et b^* augmentent de manière remarquable.

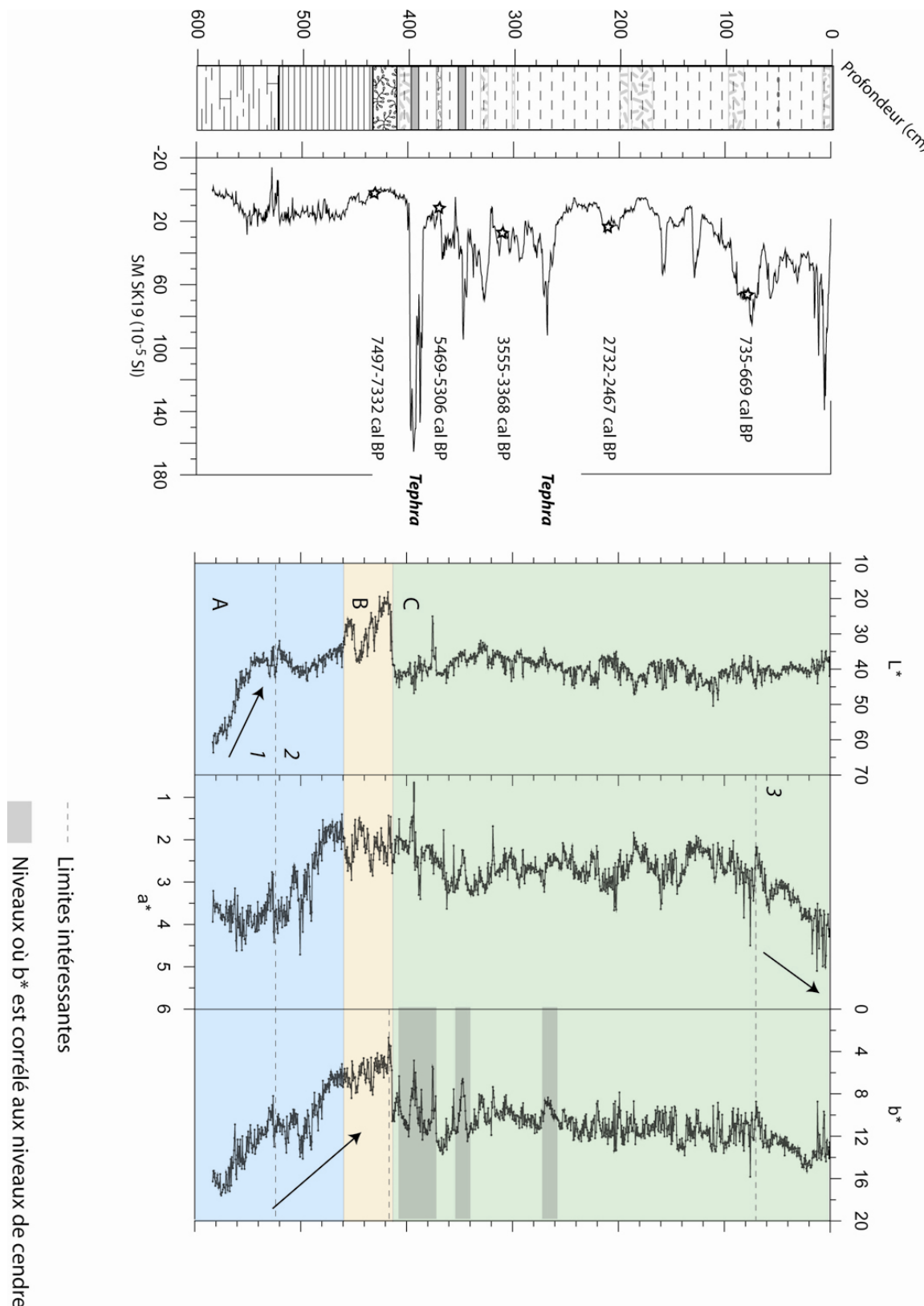


Figure 3.30 Evolution des paramètre spectrocolorimétriques L^* , a^* et b^* au long de la carotte SK19.
Evolution of spectrophotometric parameters in SK19 core.

L* est un bon descripteur des faciès sédimentaires tels que nous les avons définis par observation directe de la carotte. La signature spectrale du mélange sédimentaire « fraction terrigène + carbonates » est caractérisée par un L* à 40 SI. Si l'on compare nos observations avec les résultats obtenus précédemment, on remarque que L* est influencé non seulement par le taux de carbonates mais également par la kaolinite et la matière organique (unité B). L* est bien corrélée avec les proportions d'argiles granulométriques et pourrait ainsi être considéré comme un indicateur (préliminaire) rapide de granulométrie pour les sédiments de Shkodra. a*, potentiellement représentatif des proportions d'oxydes de fer, présente des valeurs fortes à la base de la carotte fortement carbonatée et au sommet de la carotte où les valeurs de susceptibilité magnétiques augmentent fortement. Les deux niveaux de cendre, riches en titanomagnétite, ne présentent pas de signature spectrale particulière avec le paramètre a*. Dans la carotte SK19, b* (potentiel descripteur de milieu anoxiques) suit les mêmes tendances que le carbone inorganique.

Nous avons affiné nos observations en étudiant les variations des dérivées premières des spectres (figure 3.31). Nous identifions des dérivées importantes, à $\lambda=435$ nm, 515 nm et 545 nm. La première dérivée est représentative des carbonates et de la goethite (Balsam et al., 1999), les deux autres des oxydes de fer (s.l.). On observe une forte intensité de ces dérivées dans l'unité A, leur chute dans l'unité B et des valeurs intermédiaires dans l'unité C. Le spectre des dérivées premières met en évidence dans l'unité A la présence d'oxydes et d'hydroxydes de fer ($\lambda=495$ à 575 nm) qui vient corroborer les résultats d'aimantation de la carotte SK12. L'évolution en phase de ces trois dérivées tend à indiquer que, dans l'unité A, l'environnement de dépôt est tel que des carbonates précipitent avec des oxydes de fer. Nous nous sommes également intéressés à la dérivée à 675 nm, utilisée par Debret et al., (2006) comme proxy descripteur de taux de matière organique (figure 3.31). On remarque que, si les niveaux enrichis en matière organique sont effectivement caractérisés par une intensité importante de la dérivée première, les valeurs de cette même dérivée sont également très importantes dans l'unité C, où la MO est dispersée dans le sédiment avec les particules terrigènes et carbonatées. La base de la carotte, riche en carbonates et oxydes présente une intensité de la dérivée à 675 nm comparable à celle obtenue dans l'unité C. Ce résultat implique un taux de matière organique important dans cette unité qui n'est pas confirmé par la perte au feu.

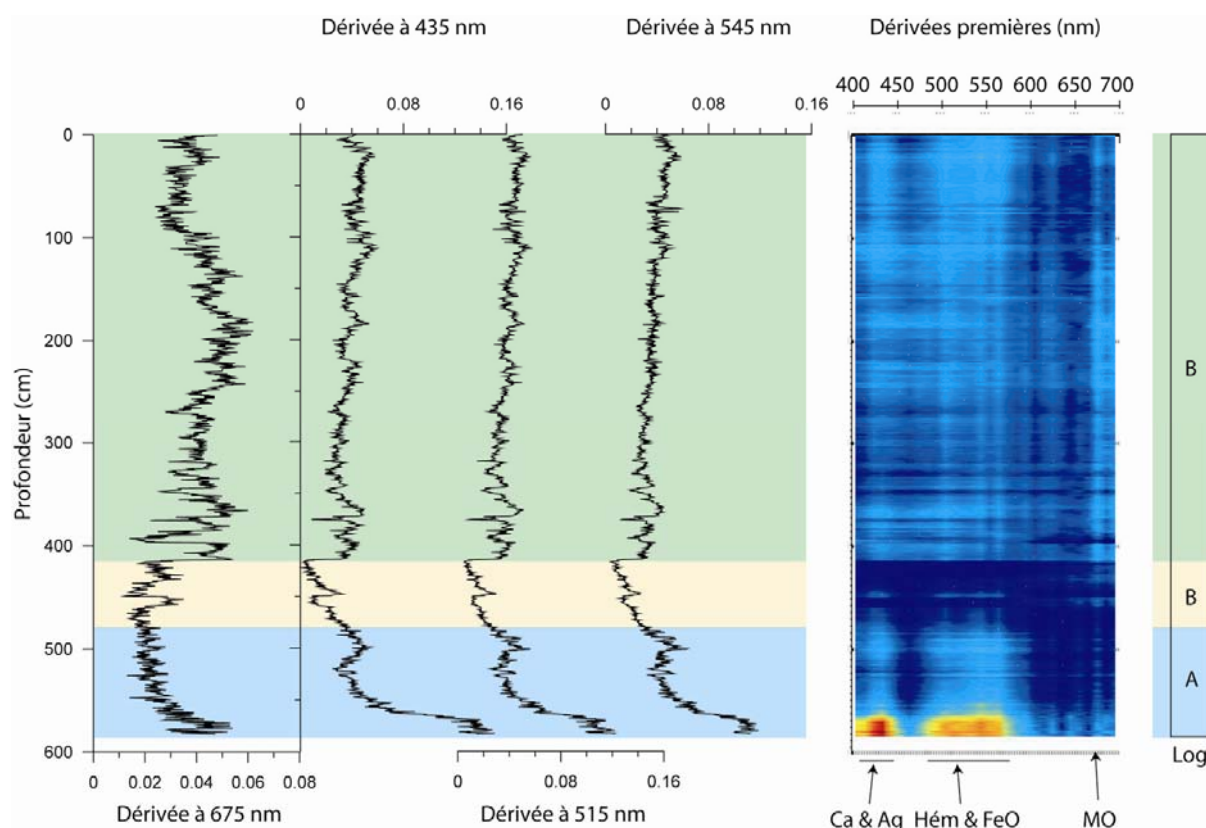


Figure 3.31 : Evolution des dérivées premières à 435 nm, 515 nm, 545 nm et 675 nm et représentation de la totalité de leur spectre.

First derivative evolution for 435 nm, 515 nm, 545 nm and 675 nm wavelength and representation of the spectra.

En conclusion de cette approche de la sédimentation par spectrocolumétrie nous pouvons faire plusieurs remarques :

Les paramètres de réflectance se révèlent d'utiles descripteurs des changements environnementaux car ils permettent de définir rapidement des unités dont les différences de faciès sédimentaire sont bien exprimés mais (et c'est peut être la caractéristique qui nous intéresse le plus) elle permet de définir rapidement les transitions entre les différents faciès, *i.e.* des changements de dynamique de sédimentation/(paléo-)environnements de dépôt.

Dans le cas de la carotte SK19, les changements d'un environnement de dépôt carbonaté au lacustre « moderne » en passant par une tourbification partielle du lac sont parfaitement mis en évidence. De même, la spectrocolumétrie permet de mettre en évidence la présence d'oxydes particuliers tels l'hématite dans les sédiments de cette carotte, observation corroborée par l'étude des paramètres d'aimantation dans la carotte SK12. Le paramètre a^* présente des variations particulièrement intéressantes, même si elles ne sont pas associables à un seul oxyde : a^* est associé à des oxydes antiferromagnétiques (hématite) dans la partie basale de la carotte et suit les fluctuations de susceptibilité magnétique du premier mètre de sédiment. Néanmoins, pour le cas de Shkodra et de la carotte SK19, il est difficile d'utiliser simplement la spectrocolumétrie du fait de la complexité de l'assemblage sédimentaire. L'unité basale est non seulement riche en carbonates, mais aussi en kaolinite, lesquels induisent une réflectance élevée et, par conséquent, la dérivée première à 435 nm ne peut pas caractériser uniquement le taux de carbonates. Les dérivées proches de 500 nm permettent de mettre en évidence la présence d'oxydes de fer, mais également de montrer que leur présence est quasi-permanente dans le sédiment.

La dérivée première à 635 nm, potentiellement marqueur de l'évolution du taux de matière organique n'est ici pas pleinement utile car elle ne suit pas l'évolution du taux de matière organique définie par perte au feu. Il est probable que la signature de cette dérivée à la base de la carotte soit faussée par la présence de micro-galets mous argileux qui viennent assombrir le sédiment.

Le paramètre L^* et le spectre de dérivées premières semblent les plus riches en informations pour l'étude de cette carotte, mais la compréhension du signal de a^* semble également prometteuse, notamment pour caractériser le détritisme.

5. Evolution de la texture sédimentaire

Dans cette partie, nous allons étudier les variations de la texture sédimentaire telle qu'elle peut être décrite par la microgranulométrie laser. Nous avons mesuré les valeurs des paramètres granulométriques sur sédiment total, sans décarbonatation ni retrait de la matière organique. En effet, l'observation par microscopie optique révèle que la fraction carbonatée est composée de micrite et de grains plus grossiers (carbonates détritiques et coquilles) analysables en terme de dynamique de dépôt. Concernant la matière organique, nous avons identifié deux niveaux particulièrement riches en matière organique par observation visuelle, avec la perte au feu et la spectrophotométrie. L'observation optique par frottis de ce niveau révèle que les quelques particules des fractions terrigènes et carbonatées présentes dans ces niveaux sont des particules de petite taille (< 63 microns) dispersées dans les éléments végétaux.

Les figures 3.32 et 3.33 présentent l'évolution des paramètres que nous avons défini dans le chapitre 2.

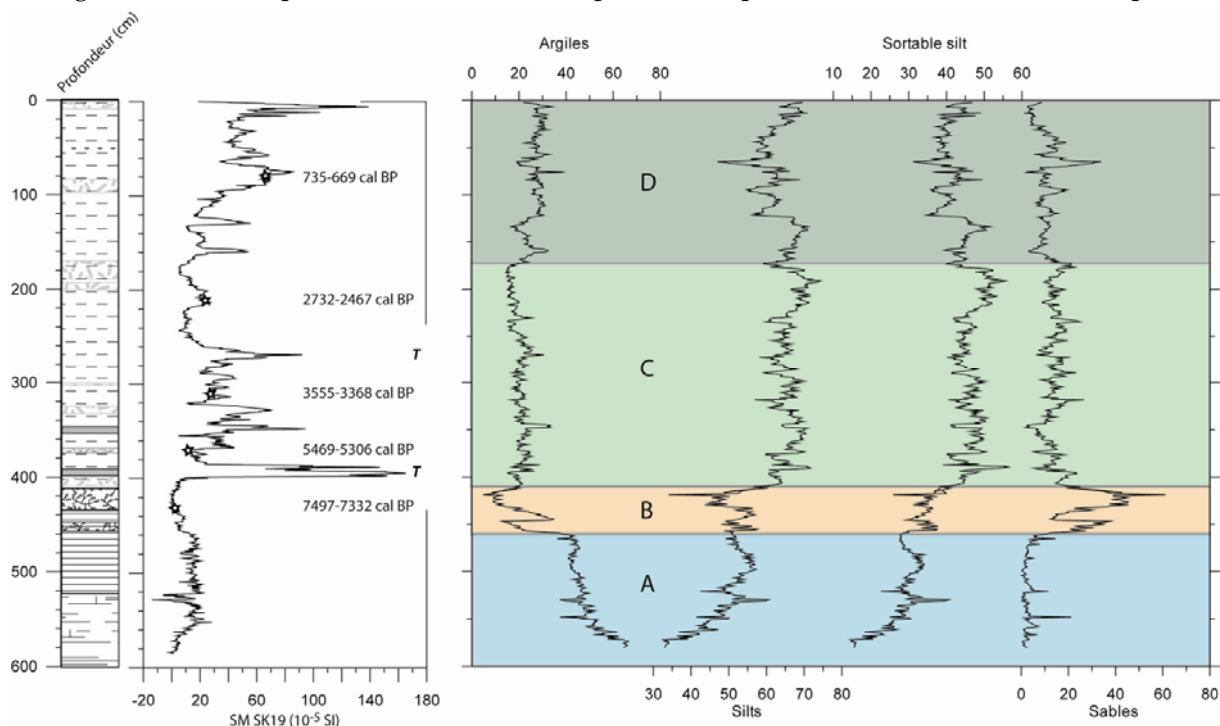


Figure 3.32 : Evolution des proportions en particules de taille argileuse, silteuse et sableuse en fonction de la profondeur dans la carotte SK19.

Evolution of clay-, silt- and sand-sized particles within depth in SK19 core.

a. Résultats

Les variations de la valeur du grain moyen permet de découper la carotte en 4 grandes unités (**A**, **B**, **C** et **D**, figures 3.32 et 3.33).

La **première unité** s'étend entre 4,6 m et la base de la carotte. C'est une unité caractérisée par une granularité fine, avec une taille moyenne de grain de 4 μm , un mode et une médiane inférieures à 10 μm , un classement mauvais, compris entre 2,5 et 3,5 et une asymétrie inférieure à 1. Les particules argileuses représentent plus de 50% de l'ensemble, elles décroissent de 60% à la base jusqu'à 44% au sommet de l'unité. Les silts passent de 33% à 53%. Les particules de la taille des sables représentent moins de 5%, mais avec un Q99 dont les valeurs maximales atteignent 300 μm .

L'**unité B** remonte jusqu'à la profondeur de 4,1 m. C'est une unité dont la principale caractéristique est la présence de deux niveaux à granularité grossière (4,5 m et 4,2 m). Ces grains grossiers ne représentent pas l'arrivée de matériel détritique grossier, mais correspondent aux niveaux riches en matière organique que nous n'avons pas traité à l' H_2O_2 .

Le grain moyen de l'**unité C** est de l'ordre de 35 μm . Le mode fluctue à haute fréquence entre 10 et 50 μm alors que la médiane évolue peu (25 μm). Les valeurs de classement sont relativement stables - entre 2,5 et 3,5 - avec les valeurs les plus fortes comprises entre 3,35 et 2,20 m. Les valeurs d'asymétrie varient peu, elles sont de l'ordre de 1. Les silts représentent plus de 60% de l'ensemble des particules, ils augmentent légèrement et progressivement de la base de l'unité à son sommet, mais présentent des diminutions importantes de leur proportion aux profondeurs 3,2 m, 2,9 m, 2,7 m et 2,3 m. Les argiles décroissent légèrement de 25% à 20% à partir de 2,5 m de profondeur avec des pics à 3,4 m, 2,7 m et 2,3 m. Les sables décroissent de 20% à 0% entre 4,1 m et 3,4 m puis remontent pour représenter environ 20% de l'ensemble des grains. Des pics de sable sont identifiables aux niveaux où les proportions de silt diminuent.

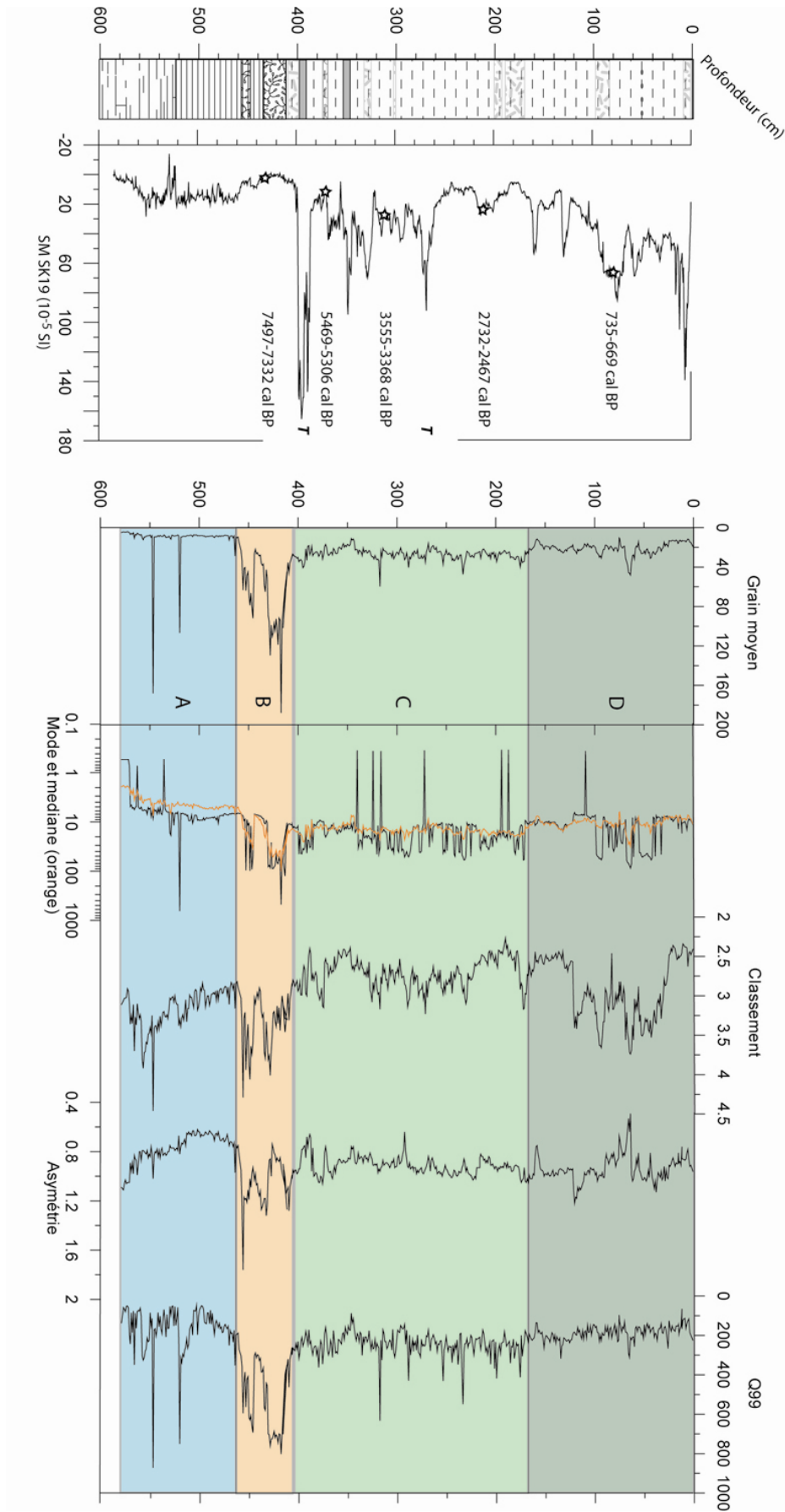


Figure 3.33 : Evolution des paramètres de texture sédimentaire de la carotte SK19 en fonction de la profondeur.
Evolution of textural parameters in SK19 core.

La **dernière unité** présente des valeurs de grain moyen de l'ordre de 20 μm avec des valeurs plus importantes à 1,9 m, 80 cm, 60 cm (40 μm) et sont plus faibles sur les 20 premiers centimètres de la carotte. Entre 1,65 m et 1 m, les valeurs de mode et de médiane varient peu alors que le classement passe de 2,5 à 3 avec un pic à 3,5 vers 1,2 m de profondeur. L'asymétrie a une valeur de 1, mais descend à 0,8 à 1,75 m. Entre 1 m et le sommet de la carotte, le mode fluctue de manière notable entre 10 et 100 μm . Le classement varie entre 3 et 3,7 sauf pour les 20 cm supérieurs où sa valeur est inférieure à 2,5. L'asymétrie décroît jusque 0,5 entre 1 m et 60 cm puis varie entre 0,8 et 1. La valeur de Q99 décroît de 200 μm à 100 μm .

La proportion d'argiles est de l'ordre 30 % mais avec deux niveaux plus appauvris à 1,4 m et 60 cm. Les silts sont majoritaires et représentent jusque 70% des grains au sommet de la carotte. La proportion de silts descend néanmoins sous les 60% aux profondeurs de 1,2 m, 1 m et 60 cm. Les sables représentent 10% des grains entre la base de l'unité et 20 cm de profondeur. Les sédiments les plus superficiels comprennent moins de 5% de particules sableuses. Dans le détail, on note 4 niveaux sableux à 1,2 m, 1 m, 60 cm et 40 cm de profondeur.

b. Interprétation

Les unités A et B ont déjà été décrites par les paramètres étudiés précédemment. L'unité basale A, carbonatée correspond à un environnement de faible énergie en comblement et où le détritisme augmente néanmoins (d'où la présence plus marquée des silts et sortable silts). Le comblement s'achève avec l'unité B tourbeuse, la matière organique perturbant les paramètres granulométriques. Le passage aux unités supérieures est brutal. L'évolution du grain moyen indique que l'unité C correspond à un milieu de plus haute énergie que dans l'unité sommitale. Les observations granulométriques et la susceptibilité magnétique sont parfaitement en accord.

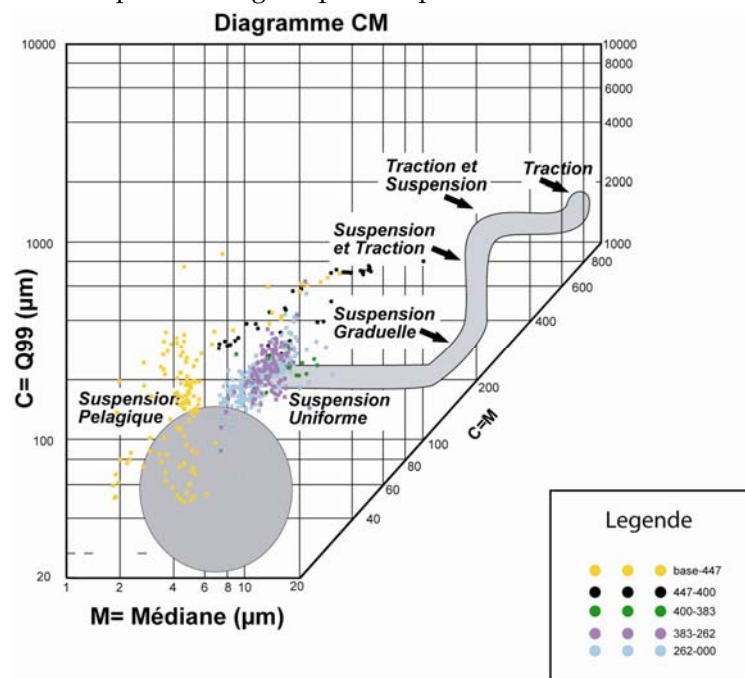


Figure 3.34 : Diagramme de Passega (1964) pour les sédiments de la carotte SK19. Unité en cm.
Passega diagram for SK19 sediments. Unit in cm.

Dans le diagramme de Passega (1964, figure 3.34), les unités sont relativement bien individualisées. Les sédiments de l'unité A sont regroupés dans la zone définie comme un environnement de dépôt

pélagique alors que les unités C et D sont dans la zone correspondant aux suspensions uniformes, indiquant la présence d'un courant permettant la mise en place des sédiments. Notre interprétation est en partie faussée car la matière organique qui compose l'unité B n'est pas détritique et le signal granulométrique ne reflète pas totalement une dynamique de dépôt. Les niveaux de cendre ne s'individualisent pas, cela témoignerait d'une (re-)distribution contrôlée par les processus hydrodynamiques du lac.

Dans les unités C et D, l'évolution des proportions de sables est associée en partie à la présence de niveaux coquilliers et du téphra le plus ancien et n'est pas reliée à des pics de susceptibilité magnétique. Au contraire, les pics de SM sont caractérisés par une augmentation soit des particules argileuses, soit une augmentation des silts. Les faibles augmentations de grain moyen dans ces grandes unités se traduisent par des augmentations notables du classement et parfois une association avec une très faible diminution des valeurs d'asymétrie indiquant une plus grande contribution des particules fines dans ces intervalles. Nous avons vu dans les carottes courtes que la moindre modification du régime hydrologique du lac entraîne une réponse du système. Nous émettons donc l'hypothèse que ces petites augmentations de la granulométrie soient liées à une diminution générale du niveau du lac, mais sans liaison avec les crues puisque elles ne sont pas associées aux pics de susceptibilité magnétique comme c'est le cas dans les carottes courtes (van Welden et al., 2008). La carotte SK19 est située loin de la Morača et est donc peu susceptible d'enregistrer des excès d'érosion ou d'apport grossier relayé par cette dernière. Néanmoins, le panache turbide riche en particules fines couvre tout le lac (Lasca et al., 1981). La zone étudiée ici est par contre directement soumise aux variations du niveau du lac et de l'entrée potentielle de la Drin en crue dans le lac. C'est le cas pour le Lac du Bourget (Alpes Françaises) où une partie du flux du Rhône se déverse dans le lac lors des crues majeures. Les crues sont caractérisées par une augmentation relative des particules argileuses ou silteuses.

6. Evolution de la fabrique sédimentaire.

Nous avons étudié l'évolution de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) dans la carotte SK19 afin de mettre en évidence des variations, ou des perturbations ponctuelles, de la fabrique sédimentaire. Cette dernière est considérée comme liée à l'arrangement granulaire et donc aux processus de dépôt. Nous avons effectué une mesure chaque 10 cm environ. Le but de l'étude de la fabrique sédimentaire est notamment de mettre en évidence l'impact potentiel des séismes sur la dynamique de sédimentation.

En général, l'anisotropie des dépôts est faible (figure 3.35). Le degré d'anisotropie P_j est compris entre 1 et 1,03. En fonction de la fabrique sédimentaire observée, on peut différencier les intervalles suivants :

Base-5 m : La base de la carotte est particulièrement peu anisotrope, avec des valeurs de linéation et de foliation très faibles. La forme de l'ellipsoïde présente une fabrique majoritairement allongée. Cet arrangement sédimentaire particulier est également visible dans les inclinaisons des axes avec K1 qui atteint une inclinaison de 65° et K3 qui est horizontal à la base passé à la verticale vers 4,8m (figure 3.35).

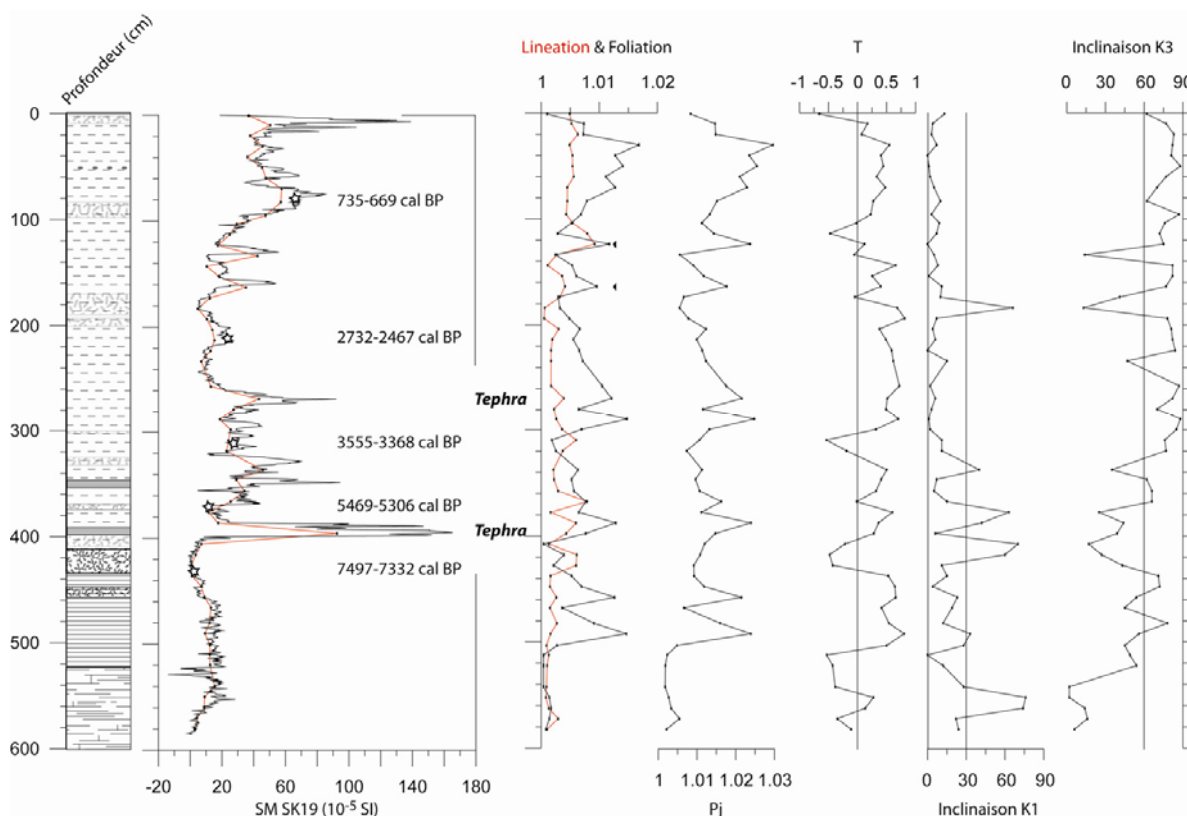


Figure 3.35: Evolution des paramètres d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM). La courbe de SM noire correspond aux valeurs issues du Bartington et la courbe rouge est issue du KLY3. Pj : degré d'anisotropie, T, paramètre de forme.

Evolution of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS). Pj : degree of anisotropy, T : shape parameter

Entre 5 et 4,4 m, Pj augmente fortement au niveau des sédiments que nous avons définis comme moins carbonatés (plus terrigènes) grâce à une forte augmentation de la foliation magnétique et, dans une moindre mesure, de la linéation. La fabrique est normale (K1 horizontal et K3 vertical, figure 3.35) et aplatie. La foliation magnétique décroît ensuite pour être nulle à environ 4 m de profondeur.

Entre 4,4 m et 3 m de profondeur, linéation, foliation, forme de l'ellipsoïde et inclinaisons des axes fluctuent fortement. La linéation magnétique augmente et la foliation chute entre 4,4 m et 4,2 m, ce qui induit une diminution faible du degré d'anisotropie. La fabrique est allongée et anormale dans ces sédiments, qui correspondent aux faciès de plus en plus riches en matière organique. On observe également des valeurs anormales des axes K1 et K3. De même, entre 3,8 et 3,6 mètres de profondeur, la fabrique sédimentaire est anormale.

Les trois premiers mètres de sédiments sont caractérisés par une fabrique normale avec des fluctuations du degré d'anisotropie (*i.e.* des paramètres de linéation et foliation). La fabrique est essentiellement aplatie ou sphérique, sauf pour 1,8 m et 1,4 m de profondeur ainsi que le sommet de la carotte.

La relation entre la foliation et la linéation, présentée sur la figure 3.36A, indique que la majorité des points présentent une fabrique normale aplatie. Le sommet de la carotte présente une fabrique allongée qui peut être attribuée à un effet de carottage (e.g. Aubourg et Oufi, 1999). La base de la carotte présente elle aussi des inclinaisons d'axes K1 et K3 anormales, qui pourraient être attribuées à la présence des galets mous d'argiles dans le sédiment carbonaté. La fabrique anormale observée entre

4,4 m et 4,2 m pourrait être quand à elle une conséquence de la présence de matière organique et d'apport en matériel détritique grossier.

La relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde sur la figure 3.36B proposée par Joseph et al. (1998), peut-être utilisée pour discriminer les environnements de dépôts marins. Même si ces auteurs ont défini le diagramme pour les sédiments marins et non lacustre, nous remarquons que la dynamique de dépôt évolue au cours du temps. Sur l'ensemble de la carotte, la fabrique sédimentaire a des valeurs d'anisotropie faibles qui indiquent un milieu de dépôt de très faible énergie, en accord avec nos observations précédentes. Dans le détail, on observe des fabriques majoritairement planaires et des variations du degré d'anisotropie, le plus souvent en liaison avec les variations de susceptibilité magnétique. La foliation diminue au niveau des téphras (en liaison avec les changements de minéralogie magnétique), mais évolue en phase avec les autres augmentations de susceptibilité magnétique. Les augmentations du degré d'anisotropie liées aux augmentations de susceptibilité peuvent refléter des modifications de la dynamique de dépôt (e.g. crues).

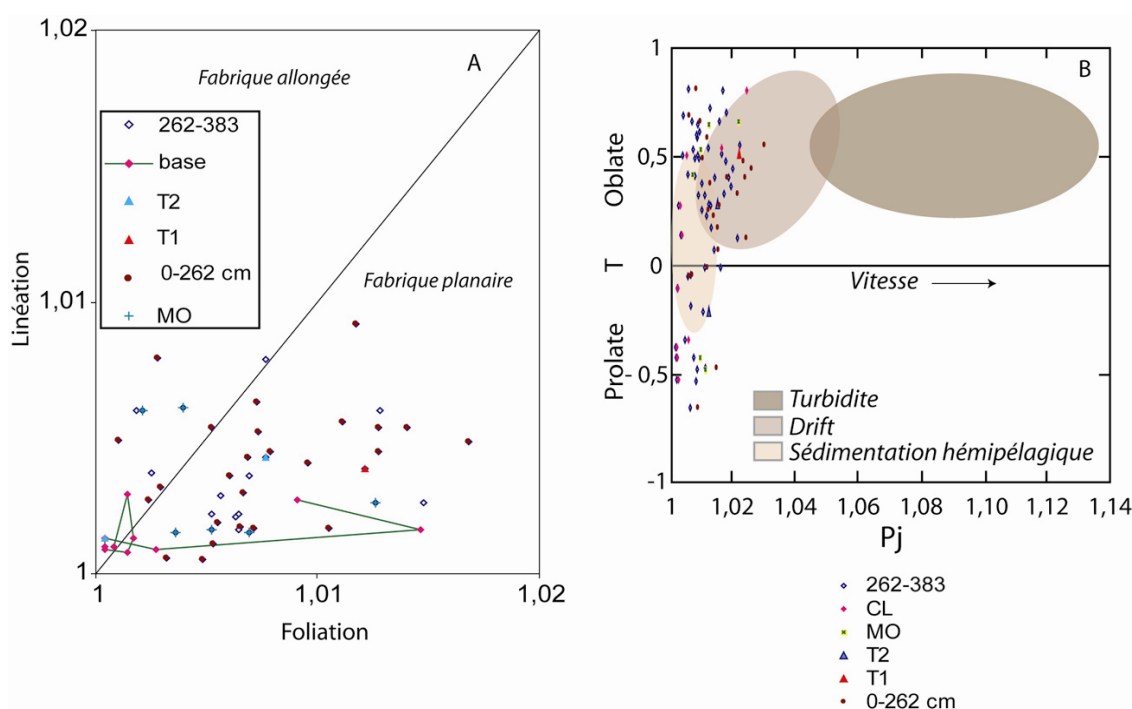


Figure 3.36 : Diagramme de type Flinn (A) indiquant que la majorité des échantillons analysés en ASM ont une fabrique planaire. Le diagramme de Joseph (joseph et al., 1998, B) indique un environnement de dépôt le plus souvent calme.

Flinn-type diagram (A) and diagram from Joseph et al (1998, B) showing that most of the points are significant of a calm depositional environment.

La fabrique sédimentaire devient ensuite progressivement normale avec des fluctuations de la linéation et de la foliation qui sont du même ordre que celles du classement (bien qu'aucune corrélation directe n'ait été mise en évidence, $R^2 < 0.5$). La différence de pas d'échantillonnage entre la microgranulométrie laser et l'ASM ne permet pas de conclusion définitive. Le classement, qui reflète le régime d'apport sédimentaire, et l'ASM dont l'intensité dépend également des processus de dépôt, pourraient varier en phase. Améliorer la résolution des mesures d'ASM paraît donc primordial pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

7. Evolution paléoenvironnementale et conclusion

L'histoire du remplissage du lac de Shkodra débiterait il y a plus de 8000 ans BP (12 000 ans cal. BP, si l'on extrapole la courbe âge *vs* profondeur, cf. Fig. 3.21). La présence de sédiments carbonatés riches en galets mous indique un faciès proximal. Ce type de mécanismes est observé à l'heure actuelle en baie du Mont Saint-Michel (toutes proportions gardées) avec la formation de galets mous lors des très grosses marées. En Méditerranée, la faible amplitude des marées ne permet *a priori* pas d'expliquer la formation de micro-galets mous d'argiles. Nous proposons donc un environnement de type lagunaire dont la salinité est non négligeable. Ceci expliquerait en outre la faible différenciation des macrophytes du lac de Shkodra, tels *Najadetum marinae*, qui sont proches phylogénétiquement d'espèces caractéristiques d'environnements côtiers (Lakušić et Pavlović, 1981). Cette lagune/lac saumâtre se comble ensuite progressivement avec une augmentation progressive mais rapide de la proportion de sédiments terrigènes (diminution du taux de carbone inorganique, domination de l'illite et de la chlorite), puis de matière organique indiquant un milieu de plus en plus continental avec une diminution de la tranche d'eau. Le comblement s'achève vers 7,4 ka cal. BP. Nous ne disposons pas de datations dans la partie inférieure de la carotte ce qui rend trop spéculative toute interprétation quand aux taux de sédimentation.

La base de la carotte est située 6 mètres sous le fond du lac ce qui correspond à environ 11 mètres sous le niveau actuel du lac. Sachant que le niveau du lac est situé 5 mètres au-dessus du niveau de la mer, l'infiltration d'eau salée via les roches carbonatées karstifiées entourant le lac et les dépressions remplies par le lac, est clairement envisageable depuis 10 000 ans, mais plus difficile pour 12 ka cal. BP. En effet, les courbes eustatiques indiquent un niveau marin de l'ordre de 40 à 45 m mètres inférieur au niveau actuel (Bard et al., 1996, Lambeck et al., 2004) à 12 ka cal. BP. Nous proposons un âge arbitraire entre 9000 ans BP et 8000 ans BP, lors que le niveau marin est environ 20 m inférieur au niveau actuel. Paradoxalement, un lac subsidant faiblement devrait être plus facilement envahi par la mer lors des dernières phases de la transgression Holocène. Nous expliquons ce phénomène par l'importante progradation de la côte Albanaise au cours du temps (Koçi, comm. pers). Cette progradation se fait principalement par l'apport important de matériel sédimentaire par la rivière Drin, dont le cours a lui même fortement évolué au cours du temps. La dernière avulsion remonte au XIX^{ème} siècle avec une migration du cours principal vers l'ouest (sous contrôle structural ?). La dynamique actuelle de la Drin est récente. Il est cependant probable que la rivière emprunte aujourd'hui un tracé mineur préexistant. Les connaissances sur l'évolution des cours d'eau en Albanie sont relativement limitées et que les récentes études sur les terrasses alluviales (Mugnier pers. com) ne concernent pas la Drin. Koçi (Pers. com.) propose la synthèse de la figure 3.37. La problématique de l'évolution du système de drainage de la Drin est importante car elle résulte d'une action conjuguée de la tectonique active et du climat.

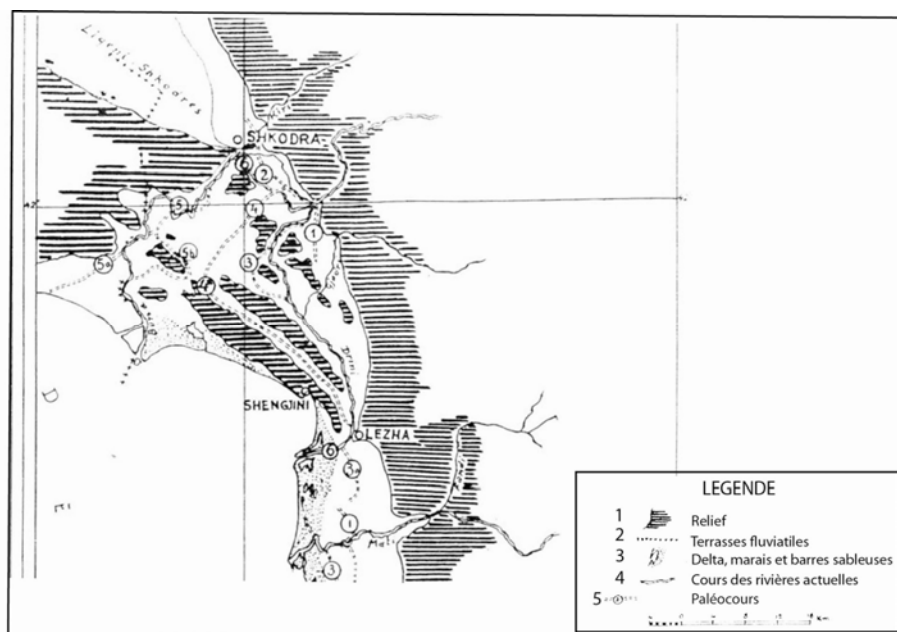


Figure 3.37 : Carte de l'évolution du système de drainage fluvial depuis l'époque romaine (Koçi, pers.com).
Map of the river system fluctuations since the Roman Times.

A 7,4 ka cal. BP, le niveau organique qui marque le comblement (au moins partiel) du lac de Shkodra fait place à des sédiments lacustres (puis un niveau de cendres). La transition entre les deux environnements est brutale dans les paramètres sédimentaires que nous avons étudiés. Ce changement peut être climatique, lié à l'augmentation du niveau du lac (e.g. Magny et al., 2007), mais également tectonique car le lac de Shkodra prend place dans un graben actif (e.g. Kocaj et Sulstarova, 1980). Dans les lagunes Malo et Velike Jezero (Ile de Mljet, Croatie), Wunsam et al. (1999) ont également observé une tourbière, datée à 7,3 cal. BP qui fait brusquement place à une sédimentation « pluviale ».

Entre 6000 ans BP et 3000 ans BP, le sédiment est riche en particules magnétiques. Deux niveaux ont été identifiés comme des niveaux de cendre, que la géochimie rattache aux éruptions de l'Agnato-Monte Spina (4650 ans cal. BP, Wulf et al., 2004) et Pollena (472 AD). D'après notre modèle d'âge, ces deux niveaux de cendre ont des âges bien plus anciens indiquant une erreur dans le modèle d'âge ou le dépôt de cendres volcaniques provenant d'éruptions non encore connues. Wunsam et al (1999) identifient pour leur part un niveau de cendres à 7,3 ka cal. BP, associé selon eux à un phénomène volcano-tectonique de la province Campanienne (expliquant également le changement marqué de sédimentation).

La figure 3.38 présente les variations de la susceptibilité magnétique au cours du temps en comparaison avec l'activité solaire (Solanski et al., 2004), le détritisme du Rhône dans le lac du Bourget (Debret, 2005) ainsi que les variations de niveaux de lac dans le Jura (Magny, 2004). Nous avons utilisé une chronologie en âge AD pour plus de lisibilité sur la période historique. On observe que les variations de SM entre 6000 ans BP (~ -4000 AD) et 3000 ans BP (~ -1000 AD) sont corrélables avec un signal climatique qu'il s'agisse du signal détritisme du Bourget et/ou de l'activité solaire. C'est le cas des pics à -3000-3300 AD (4900-5200 BP), -2800 AD (4700 BP) et -2100 AD (4000 BP). A partir de -1000 AD (2900 BP), les valeurs de susceptibilité magnétiques sont plus faibles, mais les pics sont également bien corrélés à l'activité solaire à -800-200 AD (2600-2200 BP), 100 AD (1900 BP), 700 AD (1200 BP), 1300 AD (600 BP), 1500 AD (400 BP) et 1800AD (200 BP). Ces résultats semblent montrer une empreinte climatique dans la sédimentation du lac de Shkodra. Magny et al. (2007) proposent un calendrier des fluctuations des niveaux des lacs italiens, corrélés avec l'activité solaire. A partir de

6000 BP, ces auteurs définissent des hauts niveaux lacustres à 5700-5200, 4850, 4200, 3400, 2600, 1200 et 400 ans cal. BP. On remarque que les processus de dépôt évoluent malgré l'apparente homogénéité des sédiments lacustres, comme en témoignent les variations d'anisotropie de susceptibilité magnétique. Le changement brutal de la dynamique sédimentaire à 3000 ans cal. BP, reflétée dans la susceptibilité magnétique, l'évolution granulométrique et les argiles, ne correspond à aucune perturbation climatique particulière répertoriée. Il pourrait donc être lié à une modification morphologique du bassin lacustre et/ou de sa périphérie ; une origine tectonique (sismo-tectonique) peut être également envisagée.

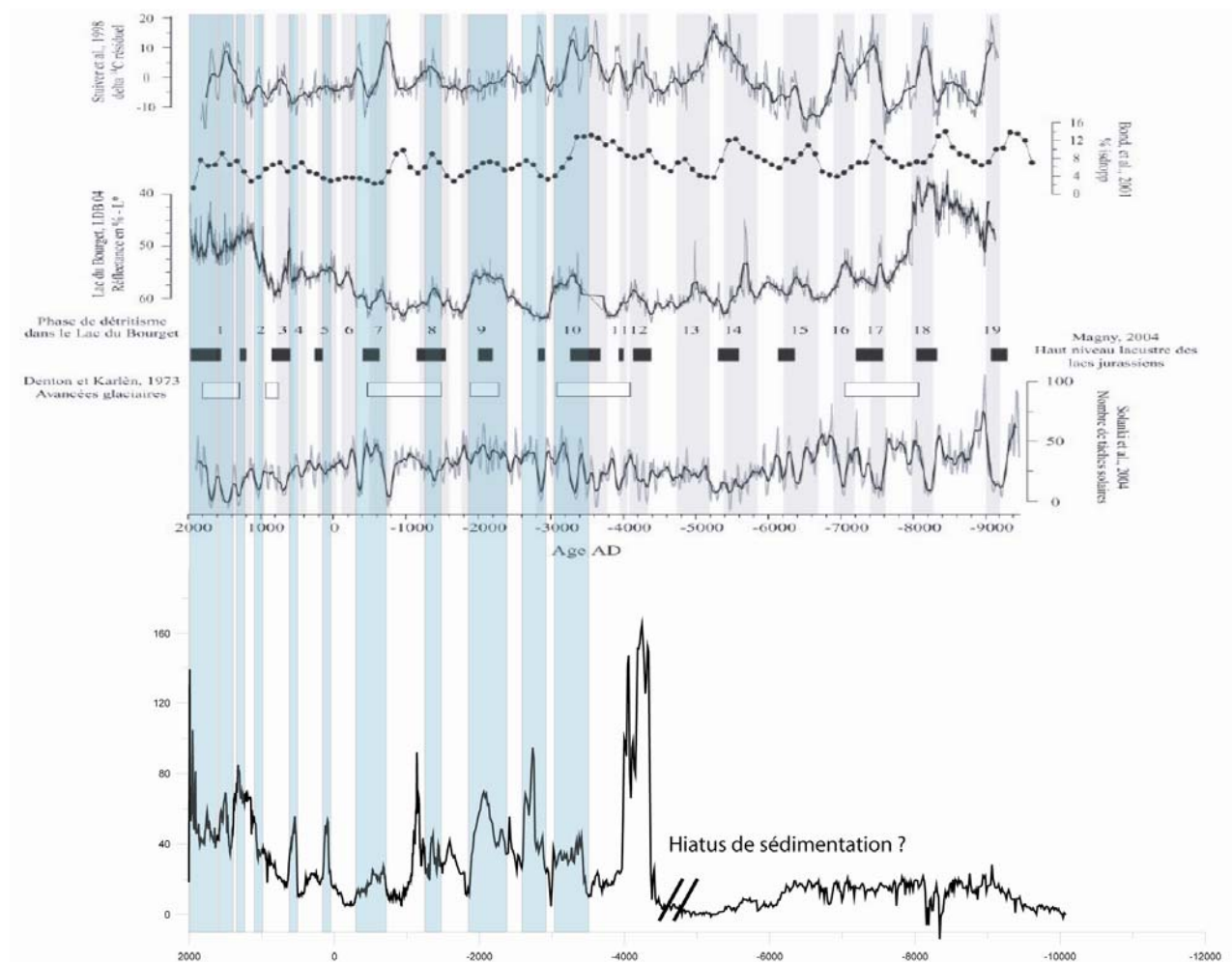


Figure 3.38 : Comparaison entre la courbe de susceptibilité magnétique de la carotte SK19 et diverses courbes paléoclimatiques. De haut en bas (respectivement) : évolution du ^{14}C résiduel (Stuiver et al., 1998), % isotopique d ^{18}O (Bond et al., 2001), détritisme dans le Lac du Bourget (Debret, 2005), niveaux des lacs Jurassiens (Magny et al., 2004), avancées glaciaires (Denton & Karlén, 1973) et nombre de tâches solaires (Solanski et al., 2004)

Comparison between MS variations in time compared to paleoclimatic reference curves.

Notre étude montre que malgré d'importants changements d'environnement de dépôt, la profondeur du lac n'a jamais été importante, du moins dans cette partie du lac. En l'absence de pente suffisante, aucun mouvement gravitaire ne peut se déclencher et l'identification de dépôts co-sismiques de type « homogénite » est peu envisageable. Nous identifions dans la carotte SK19 deux niveaux perturbés pouvant correspondre à des liquéfactions (figure 3.39). En l'absence de stratification claire, il est difficile de savoir si ces liquéfactions sont le fait des deux derniers séismes ou d'événements plus

anciens. Néanmoins, la bonne corrélation entre les crues (du lac de Shkodra et des cours d'eau majeurs dans la zone qui nous intéresse tels que la rivière Kiri et de la Drin) observées dans les sédiments de Shkodra et les courbes paléohydrologiques disponibles montre que la dynamique de sédimentation depuis 7 ka cal. BP n'a pas été fortement modifiée excepté vers 3 ka cal BP. Cette modification pourrait être d'origine co-sismique car elle ne correspond pas à un changement climatique majeur.

La diminution de la taille des grains observée vers 2 ka cal. BP correspond à une diminution permanente de l'énergie de dépôt et donc à une augmentation du niveau du lac. Nous avons vu précédemment (van Welden et al., 2008) qu'une faible modification du niveau du lac était caractérisée par une augmentation permanente de la granulométrie. L'augmentation du niveau du lac pourrait donc être liée à une modification de l'embouchure du lac.

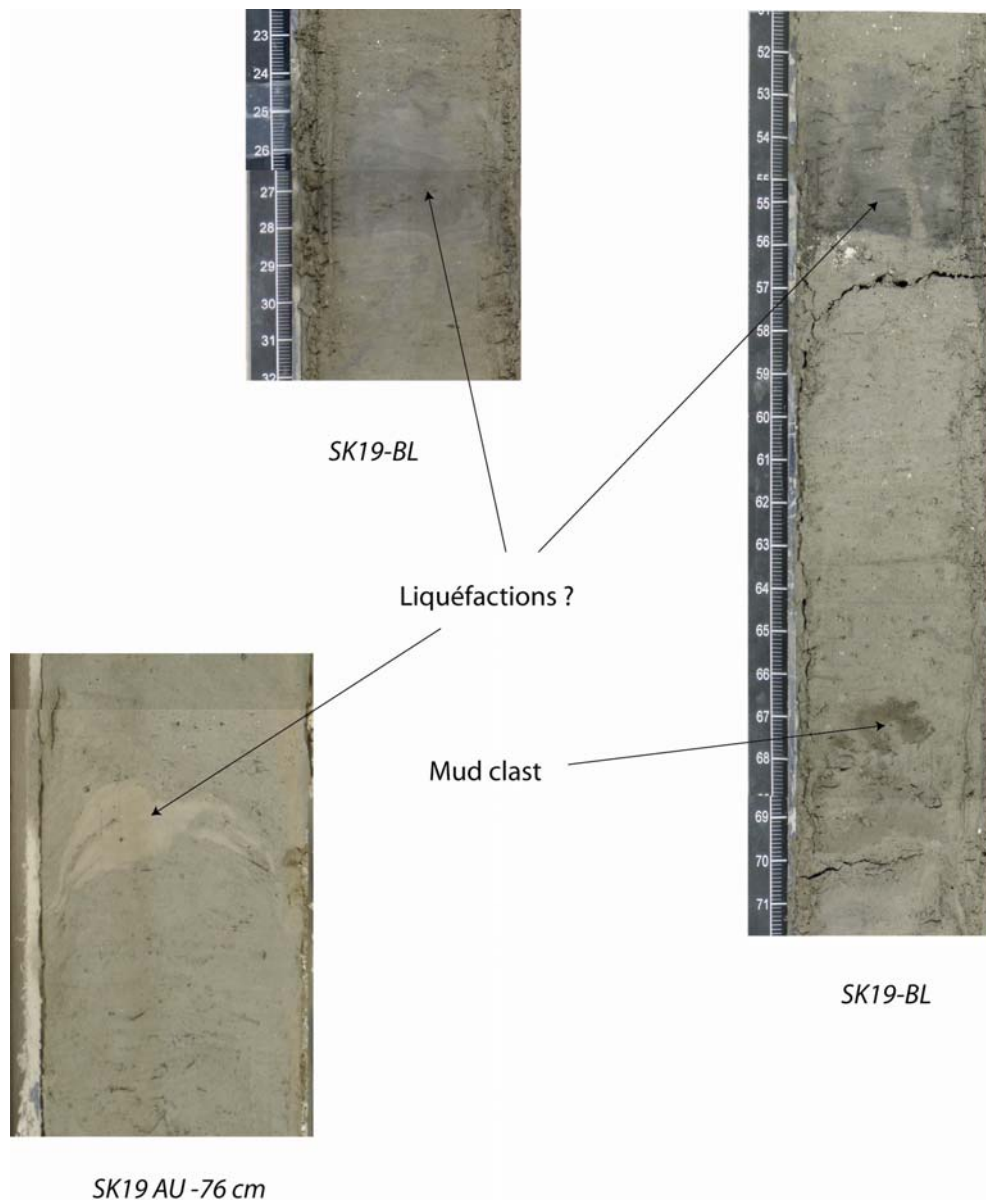


Figure 3.39 : Niveaux de la carotte SK19 présentant des déformations pouvant être attribuables à de la liquéfaction et de l'injection.

Possible liquefaction and injection evidences in SK19 core.

E. Etude de la carotte SK13

Cette carotte a fait l'objet d'une étude du taux de carbonates, de la texture des sédiments ainsi que de la fabrique sédimentaire.

1. Concentration magnétique, taux de carbonates et texture sédimentaire

a. Concentration magnétique

La valeur moyenne de la susceptibilité magnétique est de $14 \cdot 10^{-5}$ SI (e.g. figure 3.8). Cette valeur faible s'explique par une composition essentiellement carbonatées et argileuse. Si l'on considère que les minéraux argileux sont les porteurs du magnétisme, les variations de susceptibilité reflètent le détritisme. Nous avons vus précédemment que certains niveaux présentent de fortes susceptibilités liées aux niveaux de cendres volcaniques ; le magnétisme y est porté par la (titano-)magnétite. Les niveaux de cendre sont présents aux profondeurs 2,8 m, 4 m, 5,1 m, 5,6 m, 6,7 m. Le « bruit de fond » sédimentaire sur l'ensemble de la carotte est de $10 \cdot 10^{-5}$ SI. Entre 2,3 m et le sommet de la carotte, on observe une augmentation de la valeur de susceptibilité magnétique de $9 \cdot 10^{-5}$ à $30 \cdot 10^{-5}$ SI. Cette augmentation est liée à une augmentation de la proportion relative des particules argileuses par rapport aux carbonates et date de 1300 AD (650 BP) soit à peu près le début du Petit Age Glaciaire *l.s.* L'augmentation de la valeur n'est pas constante indiquant des fluctuations dans les apports de particules argileuses au cours du temps. On observe un premier palier entre 1520 AD et 1620 AD (430 BP et 320 BP) puis la valeur de susceptibilité magnétique augmente à nouveau pour se stabiliser à 1680 AD à une valeur de $25\text{-}30 \cdot 10^{-5}$ SI. Les fluctuations de SM sont faibles, mais on note néanmoins une augmentation de l'apport détritique lors de l'installation de conditions climatiques plus froides.

b. Taux de carbonates

La valeur du taux de carbonates volumique de la carotte SK13 a été déterminée par décarbonatation directe dans la cuve du microgranulomètre laser, elle diminue logiquement dans les niveaux de cendre (figure 3.40). Ce taux de carbonates (téphras compris) est en moyenne de 43%. Entre la base de la carotte et 5,6 m de profondeur (3.5 ka cal. BP), le taux de carbonates est plus important (50%), il décroît ensuite à 40% entre 4.8 et 3.3 m (3 et 2 ka cal. BP). A 2,2 m de profondeur (1.1 ka cal. BP / 900 AD), le taux de carbonates est particulièrement important (61%), mais il descend progressivement pour atteindre 30% au sommet de la carotte.

c. Paramètres texturaux

Les paramètres texturaux (figure 3.40) ont été mesurés tous les centimètres dans la carotte SK13. En terme de taille de grain, ce sont les particules silteuses qui dominent (60%) puis les argiles (35-40 %), les sables représentant 0 à 5% de l'ensemble des particules. Par soustraction entre les pourcentages de classes granulométriques des sédiments totaux (bulk) et celles des sédiments décarbonatés, on peut étudier les enrichissements/appauvrissements relatifs en particules suite à la décarbonatation et donc estimer la taille particules carbonatées. Dans la carotte SK13 les particules magnétiques sont de taille variable (entre 6 μm et 120 μm) mais la décarbonatation dissout préférentiellement les particules entre 7 et 10 μm (silts fins).

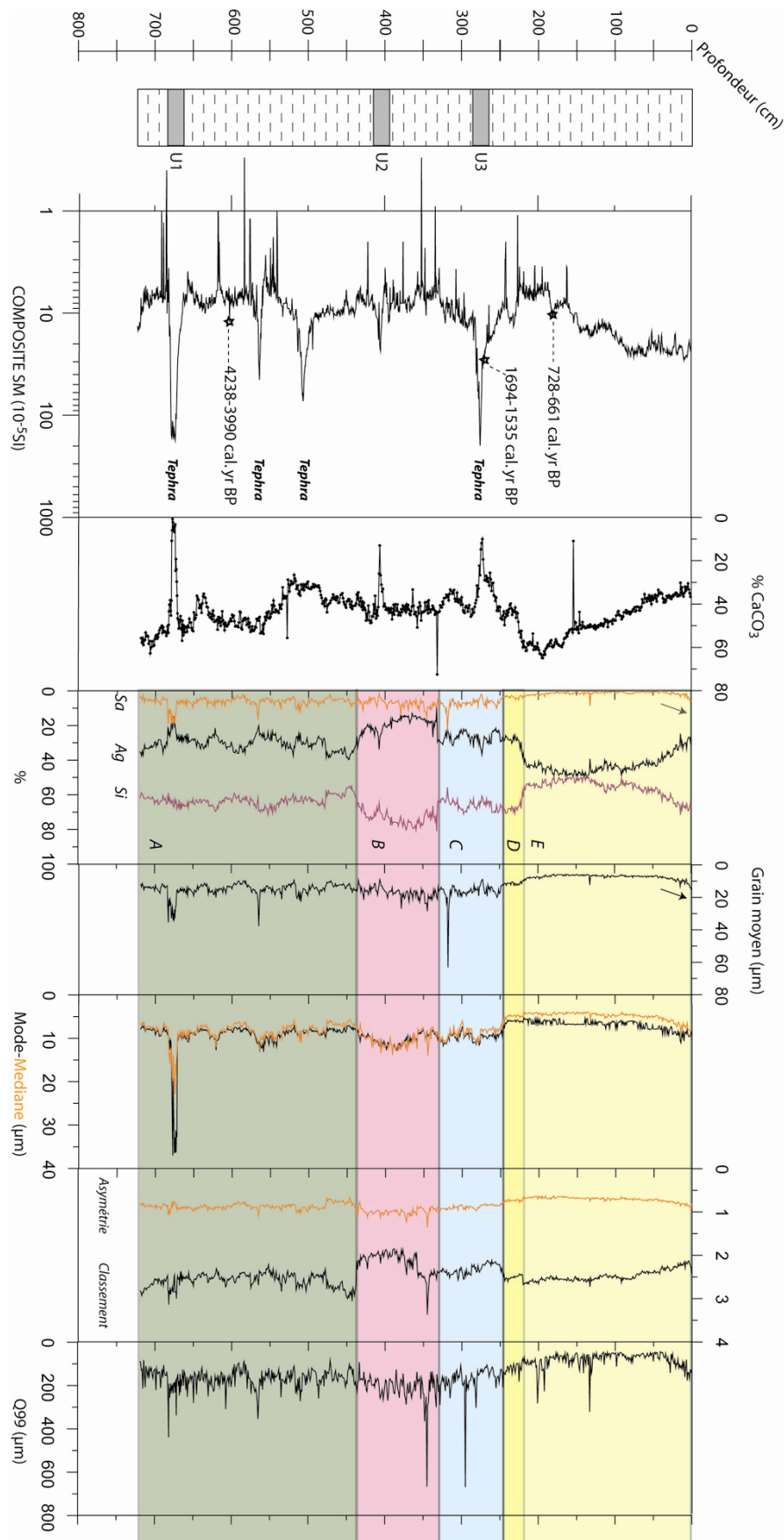


Figure 3.40 : Evolution de la susceptibilité magnétique, du taux de carbonates et des paramètres texturaux de la carotte SK13 en fonction de la profondeur.

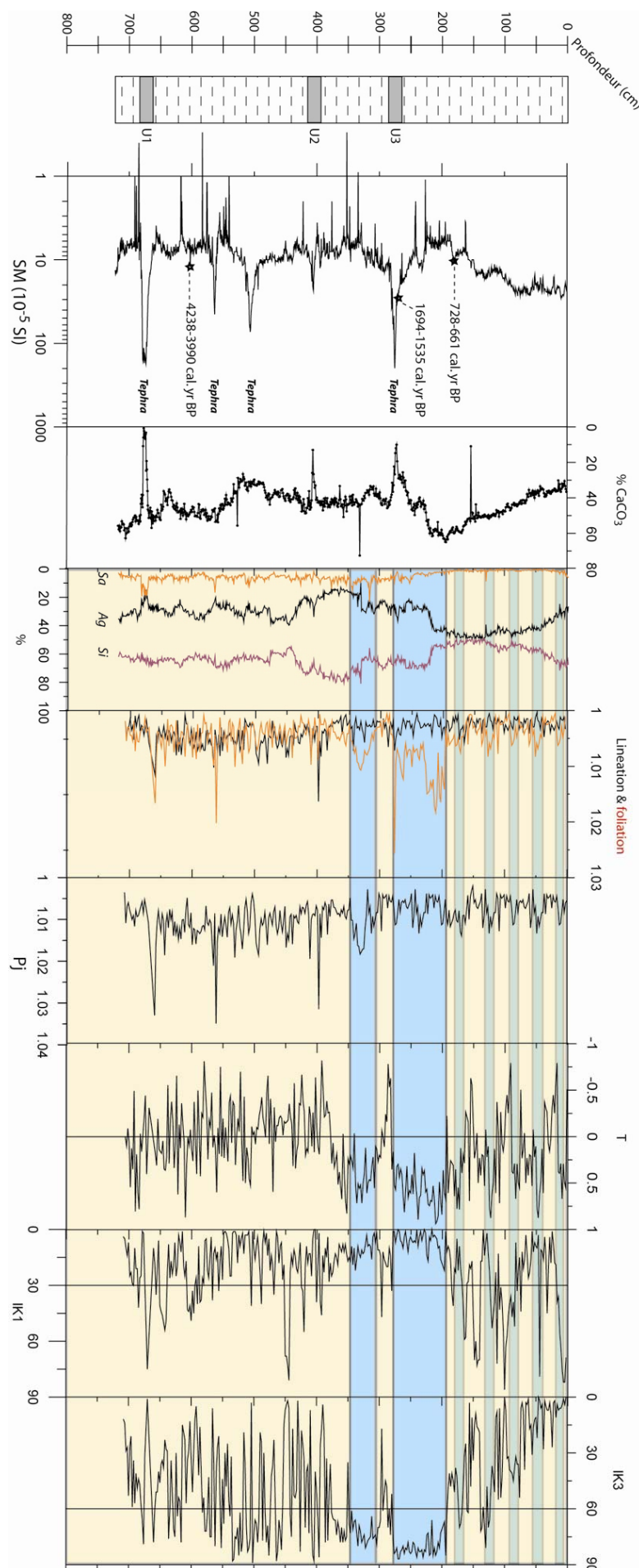
Evolution of MS, carbonate content and textural parameters of SK13 core.

Bien que les divers paramètres n'évoluent pas avec de fortes amplitudes, nous proposons une différenciation de la carotte SK13 en 5 unités :

- L'**unité A** (base-4,2 m, 4,6-2,6 ka cal. BP/-630 AD) est caractérisée par des sédiments silto-argileux (95%) avec 5 % de sables. Hormis le niveau de sable volcanique, le grain moyen est de 13 μm , mode et médiane sont confondus à 7-8 μm , le classement est de l'ordre de 3 et l'asymétrie est proche de 1. Le percentile le plus grossier est de 200 μm .
- L'**unité B** est comprise entre 4,2 et 3,4 m de profondeur (2,1 ka cal. BP/-105 AD). Par rapport à l'unité A, cette unité est caractérisée par une augmentation de la proportion relative de silts (80%), ce qui se traduit par une augmentation du mode et de la médiane (10-12 μm), une augmentation de l'asymétrie (>1) et une diminution particulièrement visible du classement, une augmentation de l'asymétrie (>1) et une diminution particulièrement visible du classement (1.8-1.9). Les paramètres de grain moyen et de Q99 n'évoluent pas particulièrement.
- L'**unité C** est située entre 3,4 m et 2,4 m (1,3 ka cal. BP/660 AD) de profondeur. Dans cette unité, la proportion relative d'argiles est intermédiaire entraînant une augmentation de la valeur du classement (2,3). Entre 1,7 ka cal. BP et 1,3 ka cal. BP, divers auteurs mentionnent une période de forte pluviosité (Indiger, 1999, Wunsam et al., 1999).
- L'**unité D** est une petite unité de 20 cm d'épaisseur dans laquelle la proportion de sable diminue (moins de 3%) ainsi que le grain moyen, les paramètres de mode et de médiane. Le classement se détériore légèrement.
- L'**unité E** représente les 2,2 m (1,1 ka cal. BP/900 AD) supérieurs de la carotte SK13. Cette unité est caractérisée par une forte diminution de la proportion des silts et des sables en faveur des argiles. Elle s'accompagne d'une diminution du grain moyen, de la médiane et de Q99. Le mode et le classement augmentent tous deux faiblement. Cette période correspond à l'installation de la civilisation romaine dans le Nord de la Croatie (Schmidt et al., 2000). Dans la partie supérieure de cette unité (50 premiers centimètres soit depuis 1830 AD soit la période la plus froide du PAG), la taille des grains augmente de façon notable.

Ces différentes unités témoignent de légers changements dans la dynamique de dépôt. L'unité B illustre un dépôt dans des conditions de dépôt plus énergiques que dans l'unité A, alors que les sédiments de l'unité C se sont déposés dans un milieu d'énergie intermédiaire. L'unité D n'est que très peu différente des unités sous-jacente si ce n'est au niveau de l'homogénéité des valeurs du mode et de la médiane qui pourraient indiquer un processus de dépôt légèrement différent des autres unités. Enfin, l'unité sommitale témoigne d'une mise en place de sédiments dans des conditions de dépôt très calmes car quasi aucune particule de la taille des sables n'est apportée dans le centre du lac. Le changement de sédimentation vers un dépôt dans des conditions d'énergie plus faible (niveau lacustre plus haut) a débuté à 660 AD et le changement le plus important au niveau des proportions relatives de sables, silts et argiles est daté à 900 AD d'après notre modèle d'âge. Seuls les 50 centimètres sommitaux témoignent d'une augmentation de l'énergie de dépôt associée ici à une nouvelle baisse du niveau du lac (à partir de 1830 AD). Cette baisse de niveau pourrait donc être, au moins pour partie, d'origine climatique. Les autres variations granulométriques observées dans la carotte SK13 ne peuvent pas être corrélées à des événements climatiques. Les changements de la dynamique de sédimentation du lac pourraient donc être dues d'une part à des perturbations autocyclus de la dynamique fluviale-lacustre avec des changements des profils d'équilibre des rivières Drin, Ziri et Buna. L'hypothèse de modifications morphologiques brutales (d'origine sismo-tectonique) peut être gardée en tête, mais les paramètres texturaux ne donnent pas d'arguments permettant d'infirmer ou confirmer cette hypothèse.

2. Fabrique sédimentaire



Dans cette partie, nous traitons des résultats de l'étude de l'évolution des paramètres d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) effectués sur la carotte SK13 (figure 3.41). Nous avons effectué les mesures sur l'ensemble des sections puis utilisé l'assemblage composite pour les représentations graphiques. Notre pas de mesure est de 2 cm, ce qui représente la plus haute résolution que l'on puisse atteindre par l'utilisation de cubes et du Kappabridge KLY3. L'anisotropie des sédiments est très faible. D'une manière générale, la linéation et la foliation sont inférieurs à 1,01. Les niveaux de cendre sont caractérisés par des pics de linéation et foliation, probablement liés à l'anisotropie de forme de minéraux tels que l'amphibole. La fabrique sédimentaire est dans son ensemble planaire (figure 3.41 et 43).

Figure 3.41 : Les niveaux de couleur jaune correspondent aux niveaux où Linéation et Foliation sont proches alors que les niveaux bleus sont associés à des augmentations notables de la foliation.
Yellow levels correspond to levels where Lineation and Foliation are close whereas blue levels are associated with clear increases of foliation.

La moitié inférieure de la carotte (base-3,8 m) présente une anisotropie moyenne plus importante que la moitié supérieure. Linéation et foliation sont similaires et la fabrique sédimentaire est de type aplatie avec un axe principal (K1) relativement horizontal, mais un axe K3 dont l'inclinaison fluctue énormément entre 0 et 90° (figures 3.41 et 3.42). Deux niveaux moins isotropes (3,5-3m, 2,7-1,9 m), séparés par 30 cm de sédiments à fabrique allongée normale (K1 peu incliné, K3 fortement incliné) présentent des augmentations notables de la foliation. La fabrique sédimentaire est aplatie et normale avec un axe principal dont l'inclinaison n'excède pas 15° et un axe minimal dont l'inclinaison est comprise entre 75° et 90°.

Les deux derniers mètres de sédiments présentent à nouveau une fabrique sédimentaire très faiblement anisotrope avec des variations importantes de la forme de l'ellipsoïde (paramètre T). La fabrique est globalement anormale (K1 proche de la verticale et K3 faiblement incliné, (figures 3.41 et 3.42).

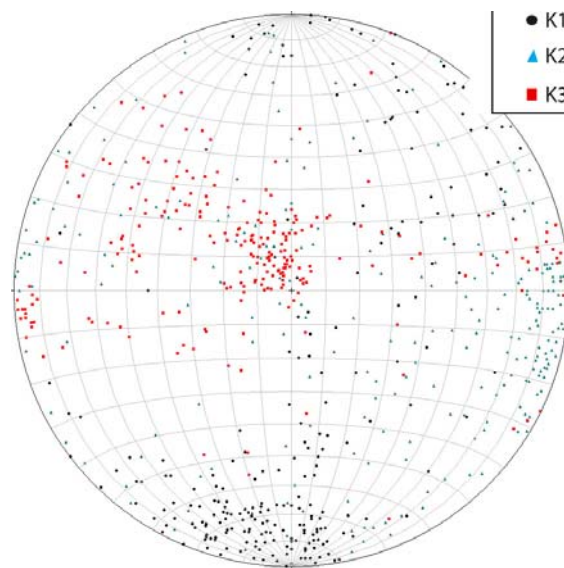


Figure 3.42 : Projection stéréoscopique (hémisphère inférieur) des axes de l'ellipsoïde définissant l'ASM pour la carotte SK13. Noter la diversité de la répartition des différents axes.

Stereoscopic projection of AMS ellipsoid axis for SK13 core. Note that the widespread repartition of the points.

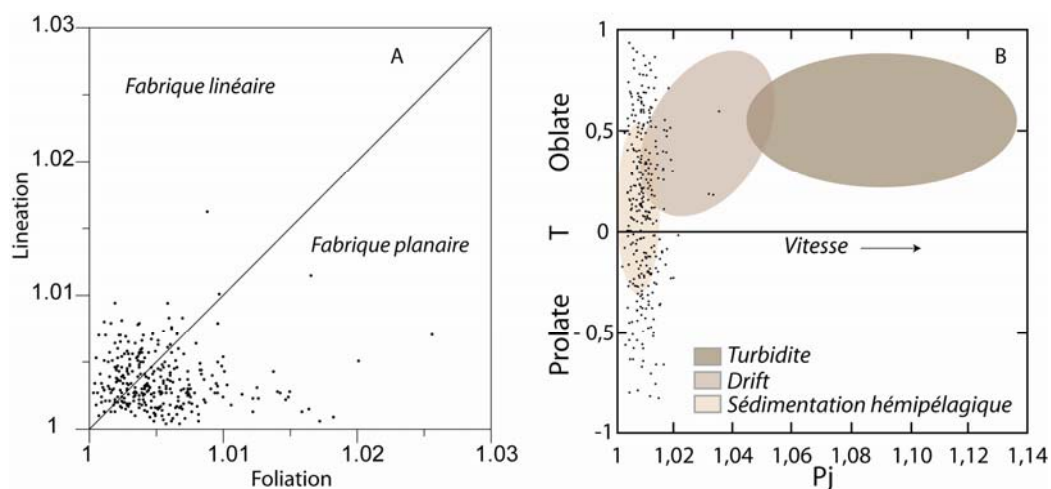


Figure 3.43 : Diagrammes de Flint (A) et Joseph (B). Les deux figures montrent que la sédimentation est essentiellement 'hémipélagique' avec une fabrique fortement isotrope.

Flint- and Joseph-type diagrams (A and B respectively) indicating a 'hemipelagic' sedimentation with low anisotropy.

La mise en place des sédiments au centre du lac de Shkodra, telle qu'elle peut être déduite des paramètres d'ASM, est de type « hémipélagique » au sens de Joseph et al. (1998, figure 3.43). Peu de points correspondent à une mise en place par des courants et ces sédiments sont correspondents à l'unité inférieure de la figure 3.41. Depuis environ 1000 ans cal. BP, le niveau du lac pourrait être plus élevé comme en témoigne la granulométrie plus faible des 2,5 m supérieurs. Ces sédiments sont particulièrement bien individualisés dans le diagramme de Passega (figure 3.44). Les deux intervalles sédimentaires décrits ci-dessus, dont la fabrique normale et bien définie, indiquent des modifications dans l'arrangement des particules. Une telle augmentation de la foliation a été interprétée en milieu lacustre comme une augmentation de l'érosion (Carrillo et al., 2007), mais également comme résultant de la sédimentation rapide de l'homogénite (Chapron, 1999 ; Boutareau 2003 ; van Welden et al., 2005b ; Carrillo et al., 2007). Dans le cas présent, si l'augmentation absolue de la valeur de foliation est faible, l'augmentation relative de la valeur est telle qu'elle témoigne clairement d'un événement sédimentaire majeur dans cette partie du lac, événement qui ne correspondrait pas une modification de l'hydrodynamisme (pas d'augmentation du degré d'anisotropie). D'après notre modèle d'âge, ces deux niveaux particuliers sont datés respectivement à 750-1250 ans cal. BP et 2000-2250 ans cal. BP et ne correspondent pas à des périodes où le climat évolue de manière particulière. Nous proposons que ces modifications dans la dynamique de dépôt soient associables à des remises en suspension, donc potentiellement à des événements de seiche (*i.e* à l'activité sismique). En ce qui concerne les variations du degré d'anisotropie depuis 1000 ans AD, on observe une bonne correspondance entre les fabriques normales planaires avec les minima solaires de Wolf, Maunder et Spörer (figure 3.45). Au cours de ces périodes, correspondant à des crises de détritisme dans le lac du Bourget (Debret, 2005), la circulation dans le lac et/ou son niveau auraient pu être plus importants. Ni l'évolution de la taille des grains, ni la concentration en particules magnétiques ne viennent conforter cette hypothèse pour la carotte SK13, mais nous avons vu avec l'étude de la carotte SK19 que la sédimentation dans le lac de Shkodra présente un enregistrement des variations climatiques associées aux variations de l'activité solaire comme c'est le cas dans d'autres lacs d'Europe de l'ouest (Magny, 2004).

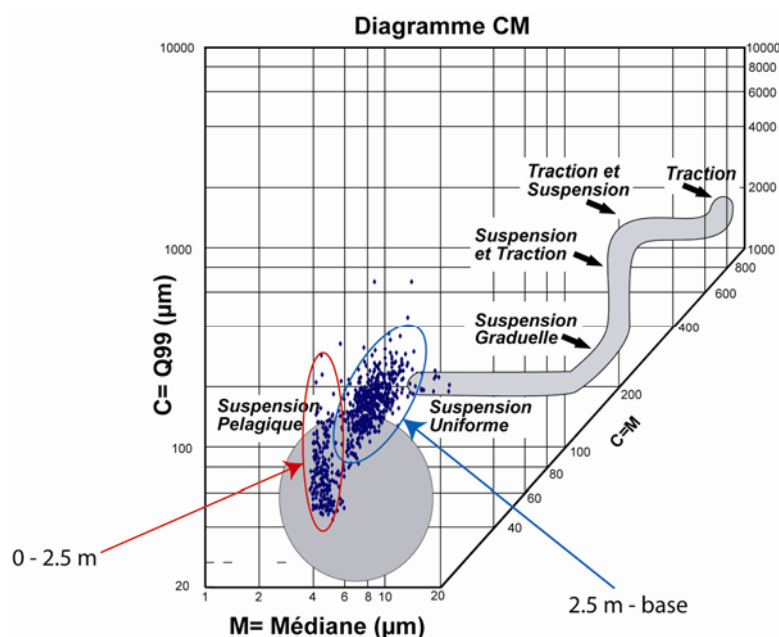


Figure 3.44 : Diagramme de Passega pour les sédiments de la carotte SK13. Les 2,5 premiers mètres de sédiments appartiennent au domaine des suspensions pélagiques alors que les sédiments sous-jacents se seraient déposés dans un environnement de plus haute énergie.
Passega diagram for SK13 sediments. The first 2.5 m correspond to pelagic domain whereas underlying sediments would have deposited in an environment with more energy.

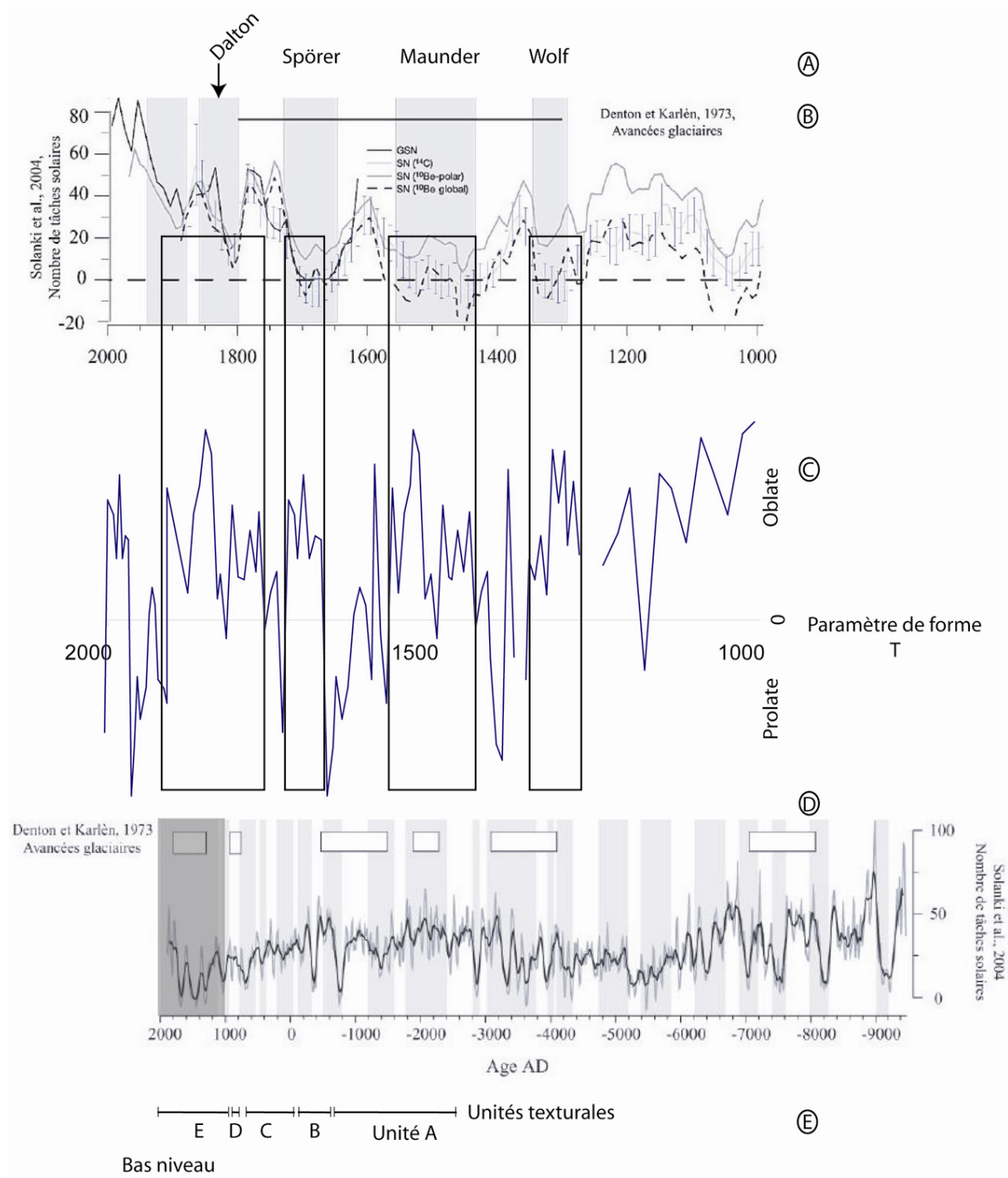


Figure 3.45 : Etude de la relation entre le paramètre de forme de l'ellipsoïde T (B) depuis 1000 AD et l'activité solaire (A et B). La fabrique est aplatie ($T > 0$) lors des diminutions de l'activité solaire (périodes froides dans l'Hémisphère Nord) indiquant une augmentation de l'hydrodynamisme. Les unités texturales de la carotte SK13 (E) depuis 5 ka cal. BP (-2500 AD) sont comparées à l'activité solaire (D). Carotte SK13.

Relationship between AMS shape parameter and climate and solar activity (A, B, C, D) and comparison between textural units and solar activity since 5 cal. Kyr BP for core SK13.

F. Conclusions

Notre étude des sédiments du Lac de Shkodra a été permise par le projet Science For Peace NATO SFP 977 993, projet dont la vocation est la compréhension de la déformation récente en Albanie. L'objectif de nos carottages, dans le cadre de ce projet, était d'identifier d'éventuelles traces de l'activité sismique et, le cas échéant, de définir un calendrier de la sismicité. Notre étude s'est déroulée en deux temps. Tout d'abord, nous avons étudié la sédimentation récente dans le lac à partir de l'étude détaillée de deux carottes courtes afin de comprendre les processus de dépôt et d'étudier l'impact des deux séismes connus de 1905 et 1979 sur la sédimentation. Dans un deuxième temps, nous avons étudié les carottes longues afin d'étendre ce travail dans le temps.

L'étude des carottes courtes nous a permis de mettre en évidence l'impact du climat et de l'homme sur la sédimentation grâce à un modèle d'âge basé sur l'étude de l'activité des radioéléments (^{210}Pb , ^{137}Cs et ^{241}Am). Il s'agit, à notre connaissance, du premier enregistrement de la sorte en Albanie. Les taux de sédimentation sont de l'ordre de 2 mm/an dans les parties proximales du lac et de l'ordre de 4 mm/an dans l'axe du lac.

Grâce à ce contrôle chronologique robuste, nous avons mis en évidence une signature sédimentaire du climat (**Petit Âge Glaciaire**, crues catastrophique des années 60 et de potentielles variations du niveau du lac sur une échelle de temps centennale). Nous avons en outre identifié l'impact de l'homme sur le système sédimentaire avec la diminution du niveau du lac par l'installation des barrages hydroélectriques sur la rivière Drin. D'autre part, nous attribuons l'augmentation des apports en particules magnétiques qui caractérise les premiers centimètres des carottes proximales, aux changements des pratiques agricoles dans le bassin versant du lac.

Bien que des phénomènes de seiche aient été observés sur les rives du Lac pour les deux séismes majeurs du 20^{ème} siècle (1905, 1979), nos analyses n'ont pas permis d'en détecter une trace significative dans ces carottes.

L'étude des carottes longues devait nous permettre de comprendre les processus de sédimentation sur une échelle de temps Holocène. Nous présentons un enregistrement de l'ordre de 8000 ans BP. La sédimentation dans le Lac de Shkodra semble avoir toujours été calme car aucune structure sédimentaire érosive majeure n'a été identifiée. Par l'étude de 3 carottes sur un transect NW-SE (SK19 - SK13 - SK12), nous avons pour la première fois caractérisé la sédimentation Holocène du lac de Shkodra. La carotte SK19 a été la plus étudiée, elle permet de reconstituer une histoire du lac depuis plus de 7000 ans BP. La carotte SK13 fournit un enregistrement unique des téphras ainsi qu'un zoom sur les derniers 5000 ans BP. Par sa position centrale dans le lac, elle témoignerait de processus affectant l'ensemble du lac (comme c'est le cas pour la carotte courte SK06). Enfin la carotte SK12 nous a permis de vérifier l'extension latérale de certains dépôts observés dans la carotte SK19, mais elle pose également de nouveaux problèmes par ses faciès sédimentaires très différents. Nous avons étudié ses propriétés d'aimantation ce qui nous a permis de mettre en évidence la présence de minéraux magnétiques (hématite) autres que les particules apportées par les cendres volcaniques.

L'histoire du lac de Shkodra, telle que nous pouvons l'approcher par la carotte SK19 débute au début de l'Holocène. La sédimentation est alors fortement carbonatée et attribuée à un environnement saumâtre. L'infiltration d'eau de mer par le réseau karstique est envisagée bien que le niveau marin soit inférieur au niveau actuel. La profondeur des sources sous-karstiques (supérieure à 60 mètres) ainsi que la position du trait de côte pourraient être suffisants pour permettre une infiltration dans les réseaux karstiques et leur connexion avec les eaux du lac. De tels phénomènes

sont suggérés pour les lagunes Dalmatiennes (Wunsam et al., 1999 ; Schmidt et al., 2000). La dominance de la kaolinite et la présence d'oxydes de fer serait alors attribuée à un apport dominant de sédiments piégés dans le karst. La proportion de sédiments terrigènes (argiles) augmente alors peu à peu, témoignant d'une période pluviale, d'une domination marquée d'apports détritiques fluviaux, entrecoupée d'une courte période de diminution de cette influence (augmentation du taux de carbonates à 5 m de profondeur dans la carotte SK19). Un épisode plus sec vers 7,4 ka cal. BP induit le comblement du lac et l'installation d'une simili-tourbière. La sédimentation devient ensuite lacustre franche d'eau douce (comme en témoigne la présence de diatomées centrifuges *cyclotella sp.*), non laminée. Si la dynamique de sédimentation dans le lac de Shkodra, telle qu'elle est reflétée par la carotte SK19, ne paraît pas constante au cours du temps (variations des paramètres texturaux et de la fabrique sédimentaire), elle ne varie cependant pas fortement. Le contenu en particules magnétiques varie fortement. Deux niveaux sont attribués à des cendres volcaniques datées à 6,5 ka cal. BP (éruption inconnue d'une géochimie du type d'Agnato Monte Spina) et 3,1 ka cal. BP qui pourrait correspondre à l'éruption de l'Avellino (3,6 ka cal. BP, Andronico et al., 1995), mais dont la chimie correspondrait à un volcanisme du type de celui de Pollena (472 AD). Les autres variations de la susceptibilité magnétique semblent reliées au climat, avec une corrélation apparente entre les pics de susceptibilité magnétique et les épisodes humides de l'Holocène (reliés à l'activité solaire). Un changement du taux de sédimentation se déroule vers 3,4 ka cal. BP. Ce changement de sédimentation pourrait être lié d'une part à la variabilité des réseaux hydrographiques qui alimentent le lac et lui permettent de se vider, ou à l'impact d'un séisme. Les méthodes que nous avons utilisées au cours de cette étude ne permettent pas de dresser un calendrier de la sismicité, mais deux structures sédimentaires associées à de la liquéfaction sont identifiables dans la carotte SK19.

Avec la carotte SK13, nous avons abordé les processus de sédimentation dans la partie centrale du lac de Shkodra. L'archive sédimentaire que nous avons récupérée nous a permis d'étudier à haute résolution 5000 ans (cal. BP) de sédimentation. Le premier point remarquable concerne la présence d'un enregistrement fin et non perturbé de téphras (Sulpizio comm. pers.). Ainsi, nous avons d'une part pu identifier les cendres associées aux éruptions Pollena (472 AD), Avellino (4,1 ka cal. BP) et Agnato Monte Spina (4,6 à 5,7 ka cal. BP), mais également identifier pour la première fois des cendres provenant d'éruptions potentiellement non documentées (comme le témoigne des chimies typiques de l'Etna observées dans les sédiments de la carotte SK13). Dans un deuxième temps, l'étude des paramètres texturaux montre que l'apparente homogénéité des sédiments (hors cendres) cache des changements d'énergie de dépôt dont le plus important est daté à 900 AD (environ 1 ka cal. BP). L'étude de la fabrique sédimentaire révèle une anisotropie de susceptibilité magnétique très faible ce qui indique un dépôt où les courants sont faibles et où la décantation pure est également peu probable. Deux niveaux présentent des fabriques normales marquées de type aplaties (entre 2250 et 2000 ans cal BP et entre 1200 et 750 ans cal. BP). Ces deux niveaux témoignent d'une anisotropie plus forte et d'une dynamique de dépôt plus marquée. Le changement de sédimentation daté à 3 ka cal. BP dans la carotte SK19 n'est pas identifié dans la carotte SK13. Il pourrait d'agir d'un effet de bord. Le site de prélèvement de la carotte SK13 entraîne en outre une dilution du signal détritique des rivières de la partie est du bassin versant du lac avec les apports issus de la Morača dont l'influence est importante dans tout le lac. Depuis 1000 ans AD, les fluctuations de la fabrique sédimentaire pourraient être directement reliées aux variations solaires (minima d'activité solaires de Wolf, Maunder et Spörer) qui sont caractérisés par des crises de détritisme et des avancées de glaciers en Europe de l'ouest. Ce travail est la première étude entreprise sur la sédimentation du lac de Shkodra. Nous avons mis en évidence des variations environnementales sur une échelle de temps Holocène et l'empreinte du climat sur la sédimentation via les crues du couple Drin-Kiri apportant des particules magnétiques

dans le lac, en relation avec l'activité solaire. Ce travail était également à but paléosismologique et les deux séismes connus ayant affecté la zone de Shkodra (1905 et 1979) ne présentent pas de signature sédimentaire particulière. Nous avons néanmoins identifié des perturbations visibles (indices de liquéfaction) ou non (modification non climatique de la dynamique sédimentaire) qui pourraient témoigner de l'activité sismique au cours de l'Holocène Moyen.

CHAPITRE 4

Sédimentation Pleistocène Terminal/Holocène dans le Golfe de Corinthe, comparaison avec la sédimentation en Mer de Marmara

I.- Introduction

Nous avons étudié le message sédimentaire contenu dans plusieurs carottes du Golfe de Corinthe. Il s'agit de la zone la plus sismique en Europe. Notre objectif est de définir la part de la sédimentation co-sismique sur l'ensemble de la sédimentation en utilisant la même approche que celle déjà entreprise dans des bassins profonds soumis à une activité sismique forte : la Mer de Marmara. Ce chapitre sera donc découpé en deux ensembles : la première partie présentera la démarche entreprise par divers auteurs en Mer de Marmara. Nous présenterons également les résultats additionnels obtenus au cours de cette étude. La sédimentation dans le bassin profond du Golfe de Corinthe sera abordée avec un double regard paléoenvironnemental et paléosismologique.

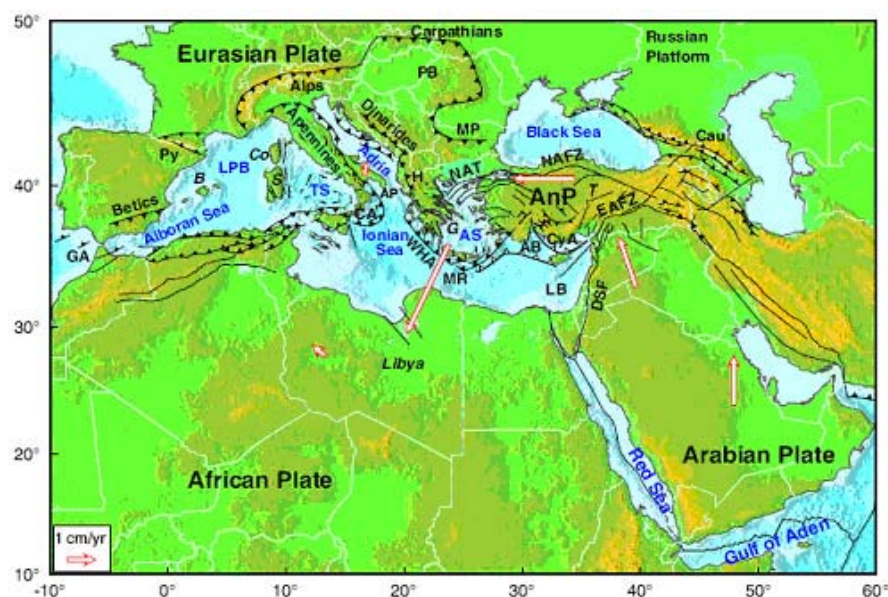


Figure 4.1 : Carte géodynamique simplifiée de la Méditerranée orientale avec les failles majeures et les vecteurs de déplacement relatifs à l'Eurasie (Jouanne, com. pers).

Geodynamic map of the Oriental Mediterranean comprising main faults and displacement vectors related to Eurasia.

AB : Antalya Basin, **AnP** : Anatolian microplate, **AP** : Aplulian Plateau, **AS** : Aegean Sea, **B** : îles Baléares, **CA** : Calabrian Arc, **Cau** : Caucase, **Co** : Corse, **CyA** : Cyprus Arc, **DSF** : Dead Sea Fault, **EAFZ** : East Anatolian Fault Zone, **G** : Grèce, **GA** : Gibraltar Arc, **H** : Hellenides, **LB** : Levan Basin, **LPB** : Liguro-Provençal Basin, **MP** : Moesian platform, **MR** : Mediterranean Ridge, **NAFZ** : North Anatolian Fault Zone, **NAT** : North Aegean Trough, **Py** : Pyrénées, **PB** : Pannonian Basin, **S** : Sardaigne, **TS** : Tyrean Sea, **WHA** : West Hellenic Arc.

II.-Sédimentation profonde dans la Mer de Marmara : rappels de travaux antérieurs et complément d'analyses

Les bassins en pull-apart de la Mer de Marmara sont le siège d'une sédimentation événementielle très fortement liée à l'activité sismique de la Faille Nord Anatolienne (FNA, e.g. Beck et al., 2007, Mc Hugh et al., 2006). Une étude combinée a été menée par l'étude de profils sismiques haute résolution (3.5 khz, campagne *Marmarascarp* en 2002) et des sédiments (propriétés magnétiques, texture) et des carottages longs (campagne *Marmacore*, 2001). Après avoir donné quelques clés sur le contexte géodynamique et l'environnement de dépôt dans les bassins profonds de

la Mer de Marmara, nous aborderons de manière plus détaillée les processus qui conduisent à l'export de sédiments de la plateforme vers le fond.

A. Contexte géodynamique et paléoenvironnement

La limite active entre la plaque Anatolienne et la plaque Eurasienne est considérée comme étant la Faille Nord Anatolienne (FNA, Armijo et al., 1999, 2002 ; Le Pichon et al., 2001 ; McClusky et al., 2000, Flerit et al., 2003). Dans le NW de la Turquie, la branche nord de ce système décrochant dextre est caractérisée par une série de séismes de forte magnitude (Barka et Kadinsky-Cade, 1988, Stein et al., 1997, Barka et al., 2002) comme le séisme d'Izmit en 1999 ($M_w = 7,4$). La conséquence directe de l'activité de ce système est la formation d'un pull-apart de 200 km de long, orienté est-ouest, composé de plusieurs sous-bassins alignés dont la profondeur peut avoisiner les 1200 mètres (figure 4.2). Le remplissage syn-tectonique de la Mer de Marmara serait plio-quaternaire (Wong et al., 1995), alors que le substratum pré-Pliocène inclut des assemblages ophiolitiques ainsi que des roches magmatiques et métamorphiques d'âge Paléozoïque et Miocène. Les sources terrigènes potentielles sont situées au sud de la Mer de Marmara et sont de nature métamorphiques et magmatiques. La partie nord a un relief moins marqué comprenant des sédiments et des roches magmatiques Tertiaires. De fait, les apports terrigènes sont plus importants sur la plateforme sud (e.g. Aksu et al., 1999). De plus, si le système de drainage alimente la plateforme continentale au sud de la Mer de Marmara, le réseau hydrographique nord se jette principalement dans la Mer Egée.

La Mer de Marmara est connectée à la Mer Noire *via* le détroit du Bosphore et à la Mer Egée par le détroit des Dardanelles. Cette géométrie implique d'importantes modifications de l'environnement de dépôt liées aux variations glacio-eustatiques, notamment lors de la dernière chute de 120 m (Aksu et al., 1999 ; Cagatay et al., 2000 ; 2003). De récentes études paléoenvironnementales ont été consacrées à l'étude des relations entre la Mer de Marmara et la Mer Noire (e.g. Ryan et al., 1997 ; Major et al., 2002) par l'étude combinée d'imagerie sismique et de carottes marines. Lors de la dernière période glaciaire, lorsque le niveau marin était inférieur à 83 mètres (profondeur du seuil des Dardanelles), la Mer de Marmara fut isolée du reste de la Méditerranée et devint un lac. Cette situation n'est apparemment pas valable au long du Quaternaire, la profondeur des Dardanelles n'étant pas constante (Yaltirak et al., 2000). La transition lac/mer est estimée à 12 ka ^{14}C BP (e.g. Cagatay et al., 2000) ; elle est représentée par un changement marqué dans les sites peu profonds et par un changement graduel dans les sites plus profonds. La compréhension de l'évolution paléocéanographique de la Mer de Marmara au cours des derniers 20 ka est toujours imparfaite notamment concernant la transgression et l'apport d'eau salée tant aux bassins de la Mer de Marmara, que de la Mer de Marmara à la Mer Noire (voir notamment Ryan et al., 1997). Si ce dernier événement fait l'objet de nombreuses recherches (e.g. Eris et al., 2007), de nombreux auteurs ont également étudié le passage du « Lac Marmara » à la Mer de Marmara, principalement au niveau du chronométrage de la mise en eau, en discutant également de son caractère potentiellement catastrophique (Moretti et al., 2004). Très récemment, Reichel et Halbach (2007) proposent un changement de la chimie des eaux progressif, mais aboutissant tout de même à la formation d'une couche de carbonates.

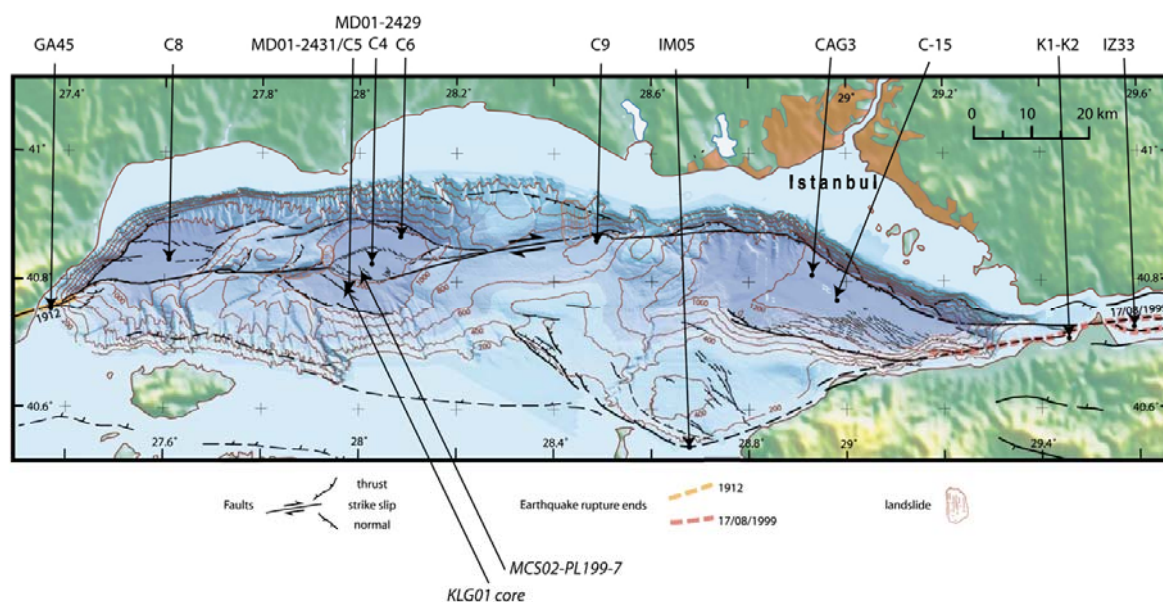


Figure 4.2 : carte morphobathymétrique de la Mer de Marmara (Armijo et al., 2002) et position des sites de carottage de Sari et Cagatay (2006, CAG-3 et C15), Beck et al. (2007, MD01-2429 et MD01-2431), Mc Hugh et al. (2006, les autre carottes). Les carottes étudiées dans cette partie sont les carottes KLG01 et MCS02-PL199-7. *Morphobathymetric map of Sea of Marmara (Armijo et al., 2002) and position of coring sites : Sari and Cagatay (2006, CAG-3 and C15), Beck et al., (2007, MD01-2429 and MD01-2431), Mc Hugh et al., (2006, other cores). KLG01 and MCS02-PL199-7 cores are studied in the present work.*

Divers auteurs tels que McHugh et al. (2006), Sari et Cagatay (2006) ou encore Beck et al., (2007) discutent particulièrement de l'impact de la sismicité sur la sédimentation. Les deux premiers auteurs s'intéressent particulièrement à la sédimentation récente et à l'identification des événements historiques alors que Beck et al. (2007) étudient la sédimentation depuis la dernière période glaciaire. Mc Hugh et al. (2006) proposent un modèle de dépôt général pour les bassins transformant et Beck et al., (2007) utilisent la texture sédimentaire pour caractériser la dynamique sédimentaire à l'échelle des dépôts individuels.

B. Enregistrement de la sismicité historique

Par l'étude de profils sismiques et de 9 carottes longues de 1 à 3.5 mètres prélevées (d'est en ouest) dans le Golfe d'Izmit, le bassin de Kumburgaz, le Bassin Central, le Bassin de Tekirdag et le Bassin de Ganos (figure 4.2), Mc Hugh et ses co-auteurs identifient et datent des dépôts associés aux séismes historiques depuis le deuxième siècle après JC. Dans le Bassin de Ganos, deux corps sédimentaires d'épaisseur plurimétrique sont identifiés. Le plus récent est attribué au séisme de 1912 ($M_s > 7$). L'événement le plus ancien n'est pas daté. L'étude d'une carotte sédimentaire d'1,3 mètres de long met en évidence 3 homogénites attribuées aux séismes de 1965, 1912 et 1859 (datations aux radioéléments et ^{14}C). Dans le bassin central, à plus de 1200 m de profondeur, les auteurs définissent la sédimentation comme étant dominée par les homogénites, celles-ci représentant alors les $\frac{3}{4}$ du remplissage. Ils notent en outre des litages particuliers à la base de certaines homogénites. Dans le même temps, Sari et Cagatay (2006) présentent les résultats de l'analyse de carottes prélevées dans le bassin de Cinarcik. Ces carottes (prélevées par gravité), d'une longueur d'environ trois mètres comprennent des niveaux turbiditiques associés aux séismes historiques de 986 AD et 553 AD. Les

auteurs identifient également un niveau daté à 7,5 ka cal. BP et notent des laminations dans les sédiments grossiers de la base de la turbidite la plus récente.

Il apparaît de ces travaux que la sédimentation turbiditique dans les bassins profonds de la Mer de Marmara est quasi-exclusivement contrôlée par la sismicité.

C. Enregistrement de la sismicité depuis 30 ka

Beck et al. (2007) ont travaillé sur des profils sismiques de la campagne *marmarascarps* et des carottes longues de la campagne *marmacore*. Ces auteurs mettent en évidence un niveau transparent en sismique 3,5 KHz correspondant à un dépôt d'homogénite. Cette unité, épaisse de 8 mètres, est traversée par une carotte longue (2431). L'étude à haute résolution des paramètres microgranulométriques permet de mettre en évidence un schéma particulier d'évolution de la taille des grains dans cette mégaturbidite : une base grossière dont la distribution granulométrique indique des fluctuations de la dynamique dépôt, puis une transition brutale avec une unité supérieure caractérisée par une distribution peu fluctuante de grains très fins (majoritairement des argiles). Il s'agirait donc d'une mégaturbidite incluant une homogénite, laquelle reflèterait la mise en mouvement de la masse d'eau suite à un séisme (« seiche » ou turbidite réfléchie).

Les auteurs mettent également en évidence diverses structures sédimentaires grâce à l'imagerie SCOPIX (Fig. 4.3) illustrant d'une part les processus de dépôt (structures type « flaser-bedding » indiquant des oscillations de la masse d'eau) et d'autre part des phénomènes post-dépôt tels que des structures de « ball-and-pillow » ou des ruptures ne pouvant pas être attribuées au processus de carottage. Beck et al. (2007) caractérisent les laminations identifiées par Mc Hugh et al. (2006) et les attribuent à un effet de seiche.

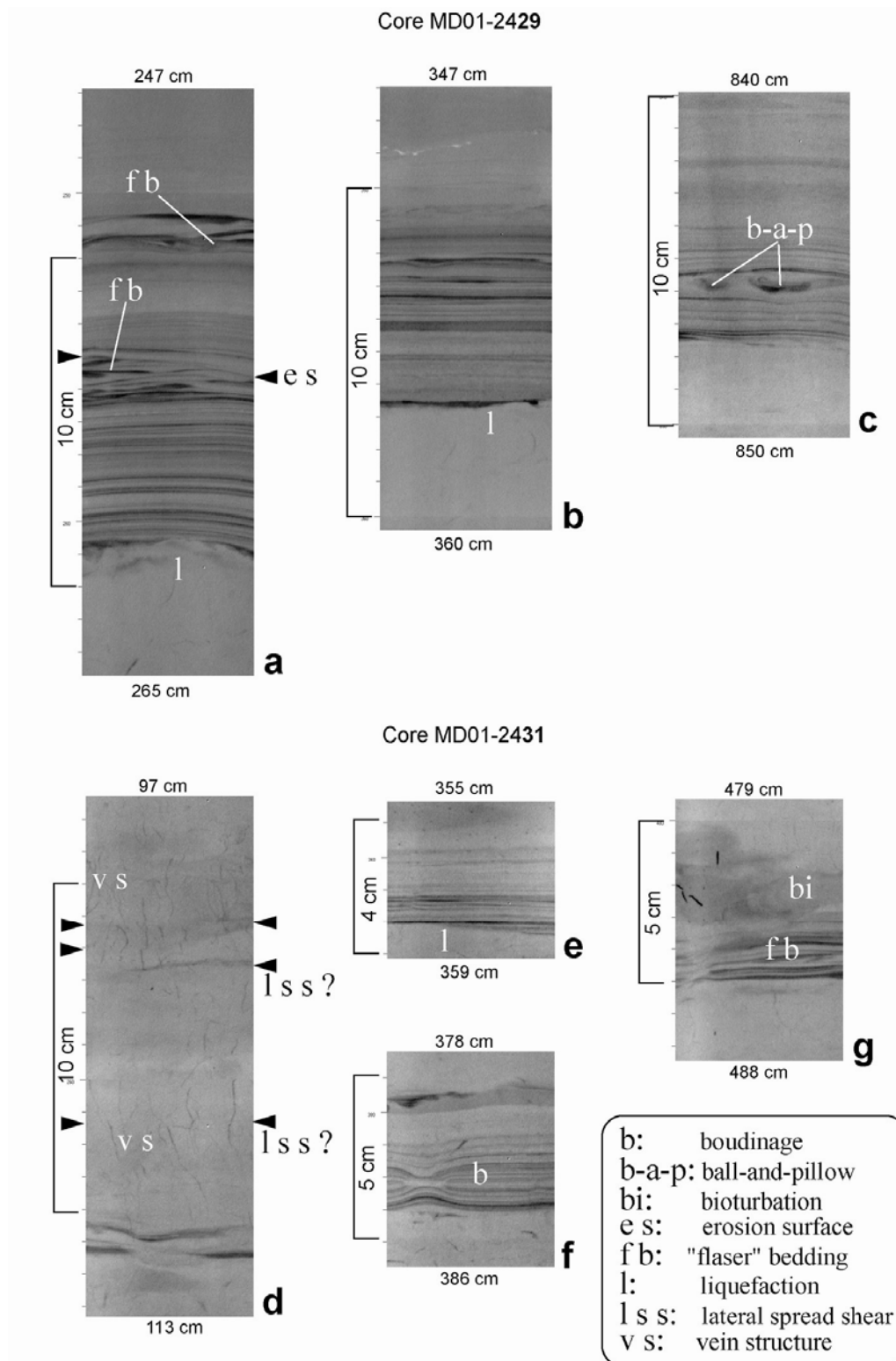


Figure 4.3 : Imagerie aux rayons-X « SCOPIX » de structures sédimentaires associées à la sismicité dans la carotte MD01-2431 dans les carottes MD01-2429 et 2431 (Beck et al., 2007).

Scopix X-ray imagery of co-seismic deposits in MD01-2429 and 2431 cores (beck et al. 2007).

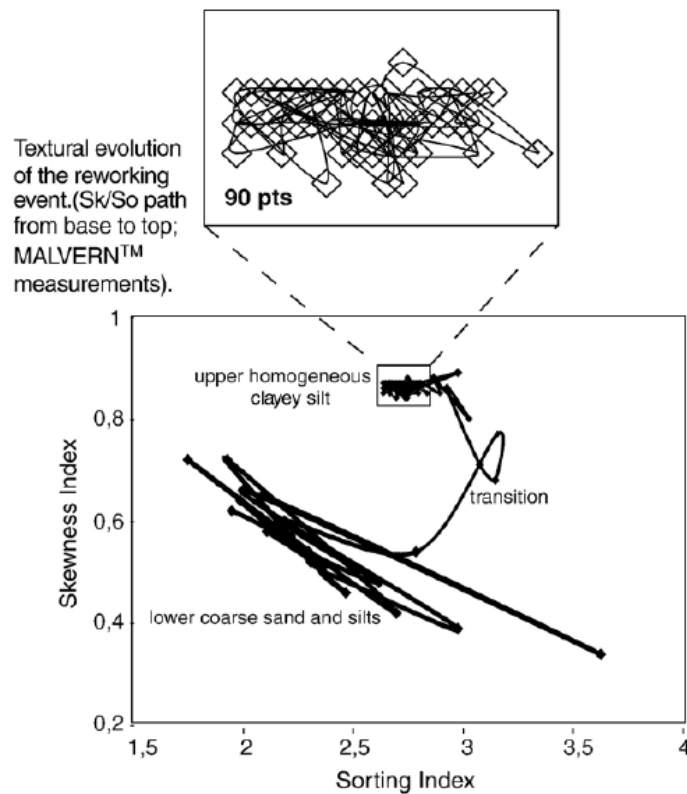


Figure 4.4 : Chemin ‘classement-asymétrie’ de la megaturbidite identifiée par Beck et al. (2007) qui montre que la dynamique de dépôt de l’unité basale est fluctuante. L’évolution de la distribution de la granulométrie confirme également la transition très marquée entre la base grossière et l’unité homogène silto-argileuse et enfin l’homogénéité de cette unité.

‘Sorting-skewness’ pathway of the megaturbidite identified by Beck et al. (2007) showing that the fluctuations of the depositional dynamics of coarse-grained bed-load. The evolution of grain size distribution confirms the sharp transition between coarse base and homogeneous upper unit.

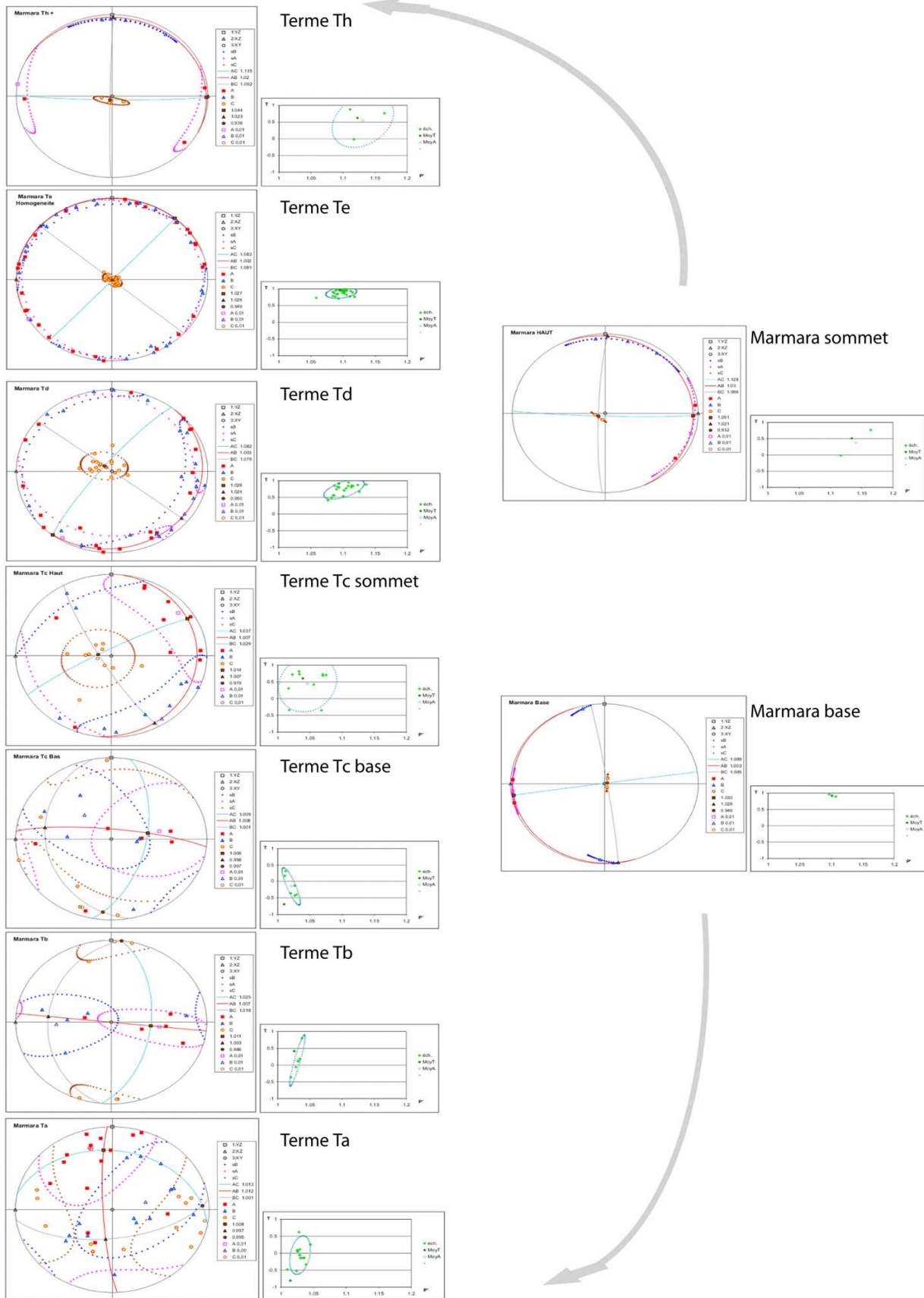
Des mesures d’Anisotropie de Susceptibilité Magnétique ont également été effectuées sur les sédiments de la carotte 2431 (Boutareau, 2003), elles mettent en évidence une signature bien différenciée des différents termes de la seismoturbidite décrite par Beck et al., (2007) avec des valeurs de linéation et foliation fortement fluctuantes dans les termes grossiers, sans fabrique préférentielle, alors que la foliation augmente nettement dans le terme homogène. La fabrique devient alors très planaire. Le degré d’anisotropie augmente constamment du terme Ta au terme Te (figure 4.5).

Etudions à présent les processus de dépôts des carottes KLG01 et MCS02.

Figure 4.5 (page suivante) : représentation des projections sur hémisphère inférieure équiaire des axes de l’ASM de la mégaturbidite étudiée dans la carotte 2431 (Boutareau, 2003). Les diagrammes à droite des stéréogrammes (en vert) sont des diagrammes de Joseph avec le paramètre de forme (T) en ordonnée et le degré d’anisotropie (Pj) en abscisse.

Sur les stéréogrammes, les carrés correspondent à l’axe K1, les triangles à l’axe K2 et les cercles à l’axe K3.

Stereoscopic representation of AMS and Joseph diagram of megaturbidite identified in core 2431. On stereograms, square corresponds to K1 axis, triangles to K2 and circles to K3 axis.



D. Etude granulométrique des carottes KLG01-MSC02 et MCS02-PL199

Les carottes KLG01 et (MCS02-) PL199 ont été prélevées au cours de la campagne *marmarascarps*. La première est une carotte Küllenberg d'environ 4 mètres et la seconde est une carotte courte de 32 cm, prélevée par le ROV Victor au mur d'un escarpement de faille. Nous avons étudié l'évolution des paramètres granulométriques dans ces deux carottes ainsi que l'évolution du taux de carbonates par décarbonatation dans la cuve de l'appareil. Concernant la carotte KLG01, l'objectif est de comparer cet enregistrement avec celui de la carotte MD01-2431 (Fig. 4.5) mais également avec les carottes prélevées dans le bassin de Cinarcik et notamment la carotte C-15 de McHugh et al. (2006), qui s'est concentrée sur les événements historiques. Nous nous attacherons à définir la récurrence des événements.

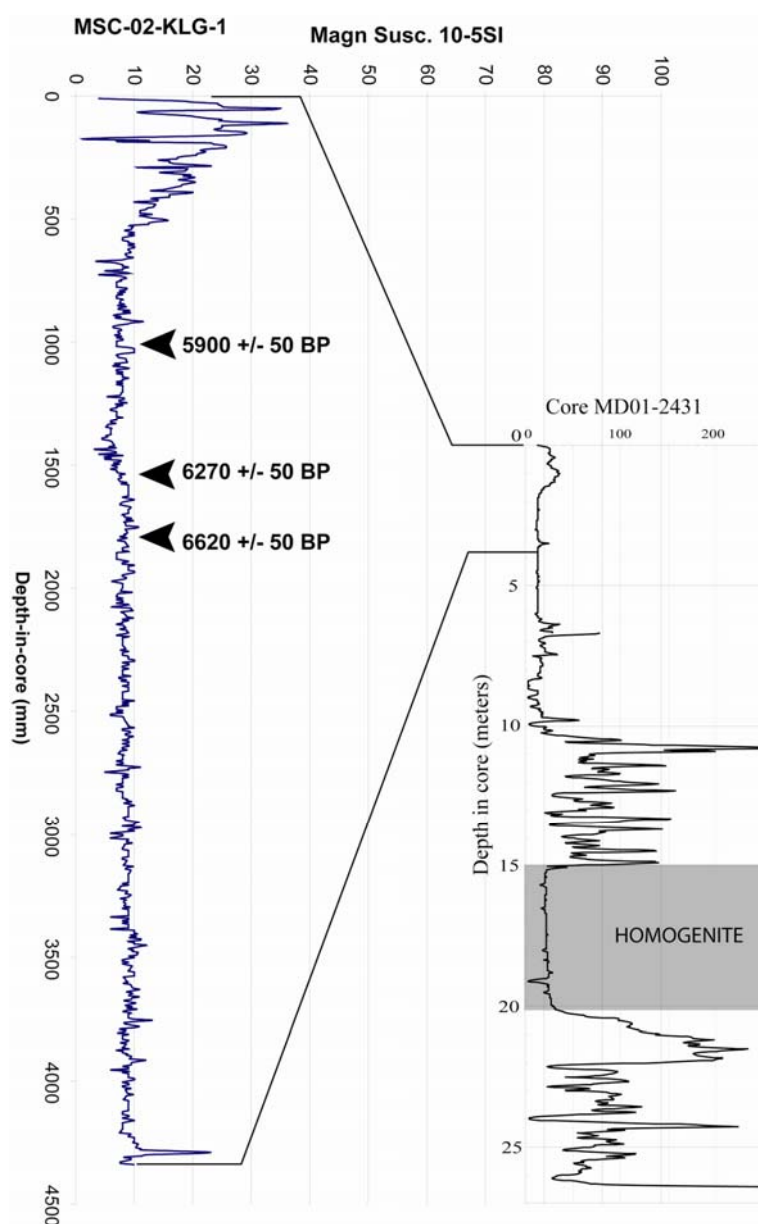


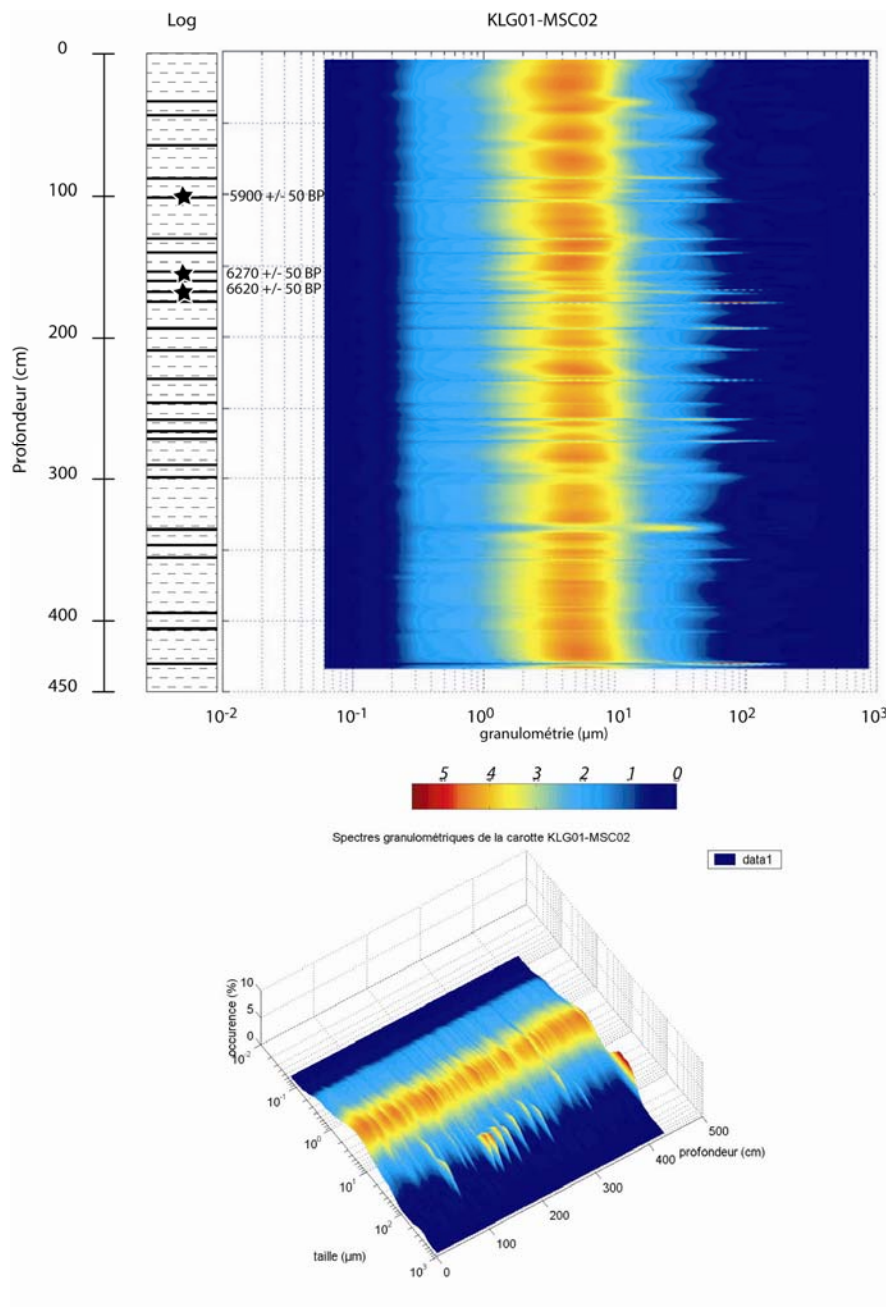
Figure 4.5 : Comparaison entre le profil SM de la carotte KLG01 (5 mm de résolution) et le profil de la carotte MD01-2431 (Beck et al., 2007).

Comparison between MS profile of core KLG01 (resolution of 5 mm) and the one of MD01-2431 (beck et al., 2007)

L'étude de la carotte MCS02-PL199 doit nous renseigner sur les processus de sédimentation à proximité d'un escarpement de faille lors d'un déplacement co-sismique. Le cadre chronologique de la carotte KLG01 est défini par 3 datations ^{14}C alors que peu d'informations sont disponibles sur la carotte PL199. Schmidt et al. (2003) présentent les activités de ^{210}Pb mesurées sur plusieurs carottes courtes prélevées avec le ROV sur le même escarpement de faille que celui de la carotte PL199. Les auteurs ne présentent cependant que

quelques points. Les perturbations des profils de radioéléments sont attribuées au séisme d'Izmit de 1999 (Schmidt et al., 2003).

1. KLG01-MS02



La carotte KLG01-MS02 est une carotte Kullenberg de 4,33 m de long. Les sédiments sont essentiellement silto-argileux, de couleur beige à marron clair. De fins niveaux sableux (épaisseur de l'ordre de 5 mm au maximum) viennent s'intercaler. Nous avons étudié l'évolution des paramètres granulométriques tous les 5 cm dans les sédiments fins et tous les 2 cm pour les sédiments grossiers. La figure 4.6 présente l'ensemble des spectres granulométriques.

Figure 4.6 : Représentation de l'évolution de la granulométrie de la carotte KLG 01 en fonction de la profondeur.
Grain size evolution with depth for core KLG 01.

La valeur du grain moyen pour les sédiments de bruit de fond est de l'ordre de 5 μm . 11 niveaux grossiers dont la valeur de grain moyen excède 20 μm ont été identifiés (figures 4.6 et 4.7). Ces niveaux ont une base érosive et une limite supérieure franche. D'autres niveaux, plus silteux (grain moyen compris entre 10 et 15 μm) sont également observables (15 niveaux ont été identifiés). Les transitions entre les sédiments fins et les sédiments grossiers sont plus progressives. L'ensemble des résultats granulométriques sont présentés sur la figure 4.7.

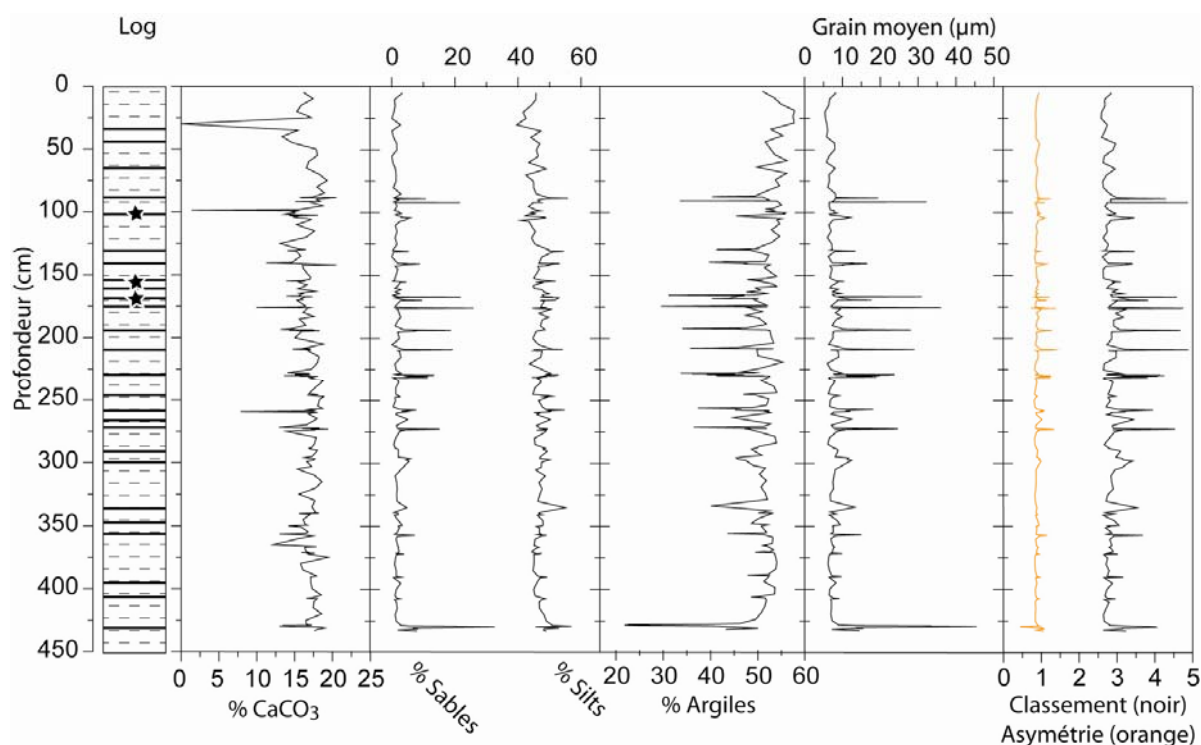


Figure 4.7 : Synthèse de l'évolution des paramètres texturaux dans la carotte KLG01.

Evolution of textural parameters in KLG01 core.

L'assemblage sédimentaire est dominé par les sédiments fins argilo-silteux. Les niveaux grossiers sont caractérisés par une augmentation à la fois des sables, mais également des silts. Ils sont en outre très mal classés avec une valeur du classement qui passe de 2,7 à plus de 4,5 pour les niveaux les plus grossiers. L'asymétrie évolue relativement peu lorsque les niveaux grossiers sont essentiellement argileux et elle augmente de manière notable dans les niveaux sableux. La faible épaisseur des niveaux grossiers ne permet pas d'étudier l'évolution relative du classement et de l'asymétrie comme proposé par Beck et al. (2007).

L'étude relative de la médiane et du Q99 (diagramme de Passega) montre que les sédiments fins sont situés plutôt dans le champ de la décantation alors que les sédiments plus grossiers se placent dans une zone proche du transport en suspension. Cette séquence correspondrait aux dépôts co-sismiques tels qu'ils sont décrits par Beck et al. (2007, figure 4.8).

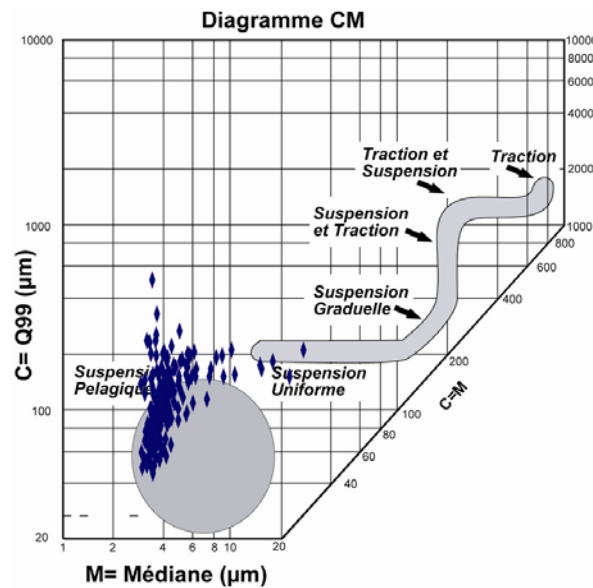


Figure 4.8 : Diagramme de Passega pour les sédiments de la carotte KLG 01.
Passage diagram for core KLG 01.

Nous disposons de trois datations ^{14}C dont l'âge est compris entre 6,8 ka cal. BP et 7,6 ka cal. BP. La partie supérieure de la carotte (1,03 m) comprend 4 intervalles turbiditiques pour 6,8 ka cal. BP alors que Mac Hugh et al. (2006) identifient 3 surfaces d'érosion pour les derniers 2,6 ka cal. BP. La partie supérieure de la carotte KLG 01 ne correspond donc pas aux derniers 6,8 ka cal. BP.

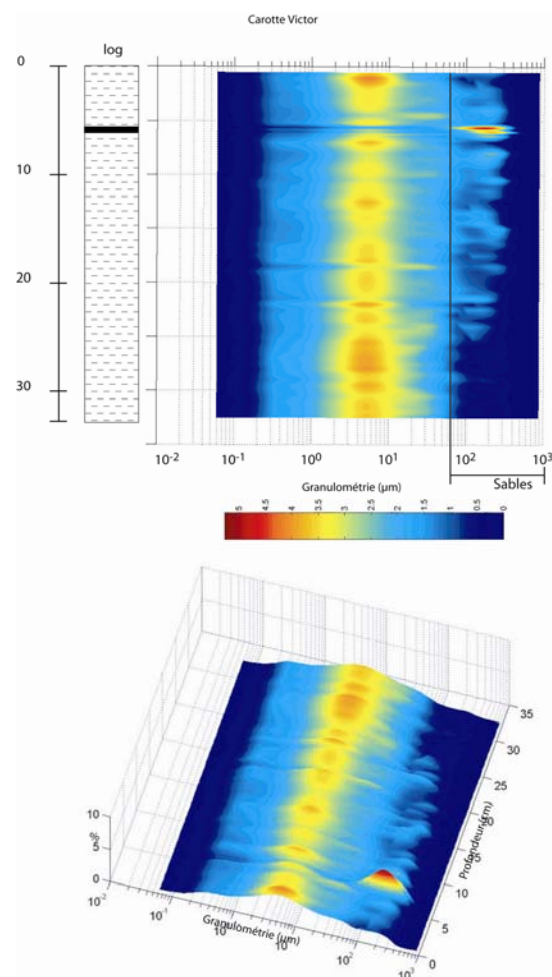
Entre 6,8 et 7,2 ka cal. BP, nous identifions trois événements ; entre 7,2 et 7,5 ka cal. BP nous identifions deux niveaux grossiers impliquant une récurrence moyenne de 140 ans pour la courte période étudiée. Beck et al. 2007 proposent une récurrence de 80 ans entre 12 ka cal. BP et 14 ka cal. BP. McHugh et al. (2006) identifient deux dépôts attribués aux séismes historiques de 740 AD et 1340 AD mais les dates des homogénites indiquent des âges de 715 AD et 820 AD respectivement. Cette observation montre que si la sédimentation en Mer de Marmara est dominée par les événements gravitaires induits par la sismicité, l'erreur de la datation par rapport à l'âge réel de l'événement peut atteindre au moins 400 ans. McHugh et collaborateurs (2006) notent en outre que le remplissage sédimentaire des bassins n'enregistre pas tous les séismes de forte magnitude ($M_w > 7$) ayant affecté la Mer de Marmara, mais « seulement » les événements plus locaux dont l'origine est liée à un segment particulier de la Faille Nord Anatolienne. Ceci implique que l'enregistrement auquel nous avons accès représente en majorité des événements locaux. En comparaison avec les observations de Beck et al. (2007), les résultats obtenus peuvent impliquer deux choses : une activité plus marquée de la branche centrale de la Faille Nord Anatolienne entre 12 ka BP et 14 ka BP qu'au cours de l'Holocène Moyen ou un apport détritique plus propice à l'enregistrement sédimentaire de la sismicité.

2. MCS02-PL199

La carotte MCS02-PL199 est une carotte d'une trentaine de centimètres, prélevée à proximité d'un escarpement de faille (figure 4.2). Nous avons effectué 71 mesures de microgranulométrie laser en échantillonnant de manière régulière tous les 5 mm puis en affinant à 2 mm pour les intervalles plus grossiers (figure 4.9).

Les sédiments de la taille des silts et des argiles représentent plus de 80% de chaque échantillon (figure 4.10). On note une forte augmentation de la proportion des sables entre 5 et 7 centimètres (le mode atteint plus de 200 μm). Le classement est mauvais, toujours supérieur à 3 alors que l'asymétrie est forte (comprise entre 1 et 2), indiquant une contribution notable des sédiments les plus grossiers au spectre granulométrique (figure 4.9).

Figure 4.9 : Spectres granulométriques de la carotte PL199-7 en fonction de la profondeur
Grain size spectra in function of depth.



L'utilisation du diagramme de Passega (1964, figure 4.11) indique un environnement de dépôt plutôt calme, excepté pour les quelques échantillons à forte granulométrie, alors que le diagramme « classement-asymétrie » ne présente pas de chemin particulier.

Le taux de carbonates, déterminé au granulomètre laser, est de 12% entre 32,5 cm et 22 cm puis chute à moins 2% entre 22 cm et 3,5 cm. Les trois premiers centimètres de la carotte sont caractérisés par un taux de carbonates plus important (16%).

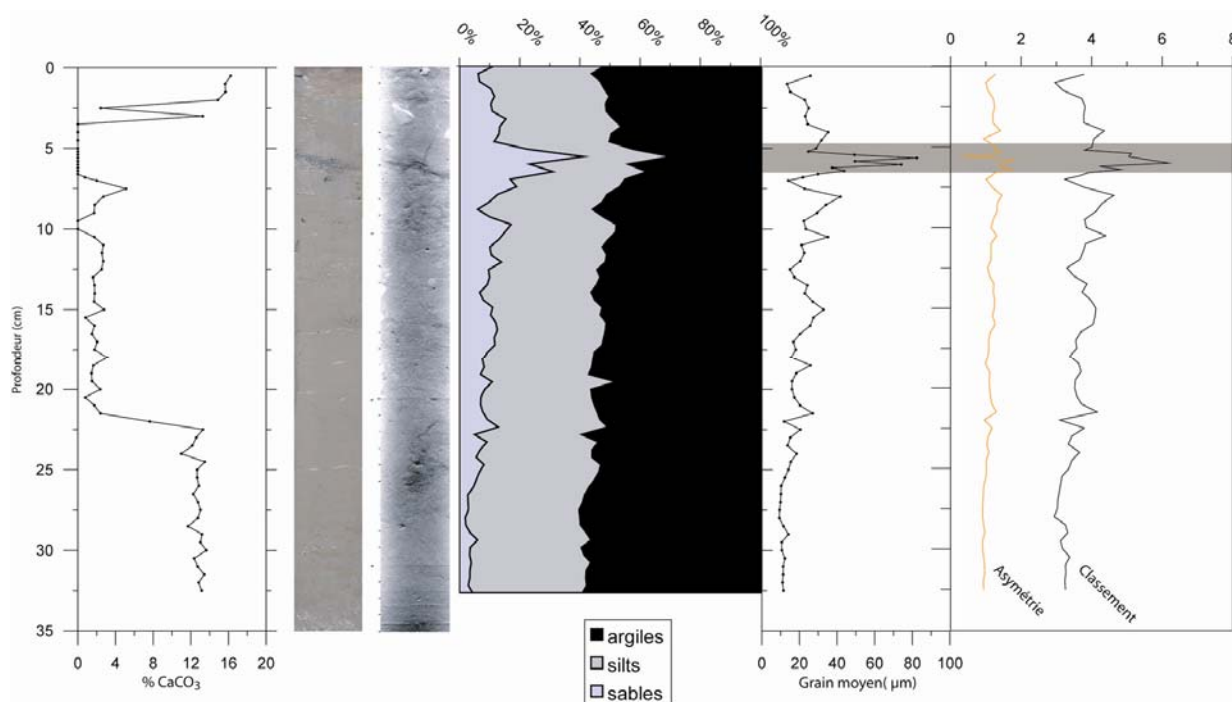


Figure 4.10 : Synthèse des résultats obtenus sur la carotte courte PL199-7. La photo et l'imagerie Scopix proviennent de Schmidt et al., (2003).

Synthesis of the results obtained on PL-199-7 core. Picture and Scopix images come from Schmidt et al. (2003)

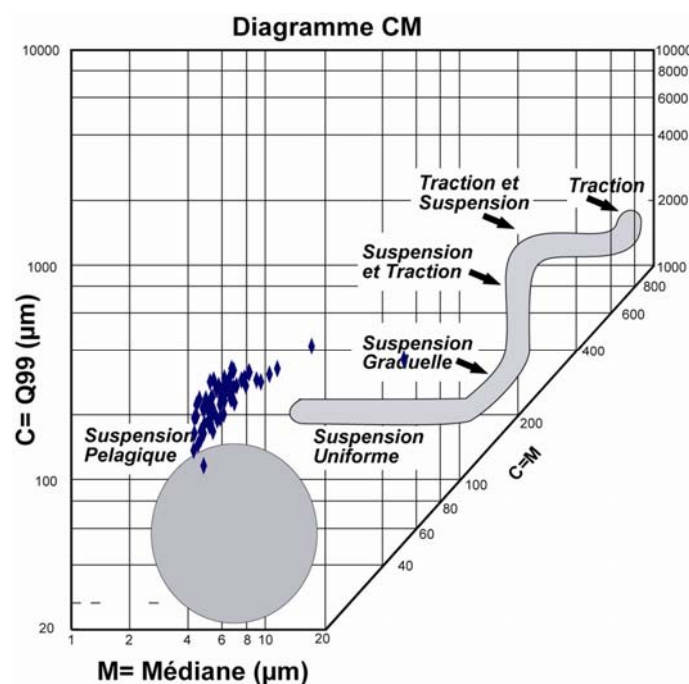


Figure 4.11 : Diagramme de Passega pour la carotte PL199-7. On remarque que les points sont globalement placés dans le domaine des suspensions uniformes.

Passaga diagram indicating that most of the particles of PL199-7 are located in the « uniform suspension » domain.

La sédimentation, telle qu'elle est reflétée dans la carotte MCS02-PL199, se déroule dans un milieu d'énergie relativement faible permettant le dépôt de particules fines. Le mauvais classement et la valeur fortement positive d'asymétrie sont liés à la présence de particules sableuses dispersées dans l'ensemble de la séquence étudiée. Le niveau plus grossier témoigne de l'augmentation temporaire de l'énergie du milieu (figure 4.10) et indiquerait un écoulement turbiditique associé au séisme de 1999 d'après Schmidt et al. (2003). La rupture associée au séisme de 1999 ne s'étend cependant pas au bassin central (figure 4.1) et l'on doit exclure tout mouvement vertical notable (lié à la rupture de la branche Est de la FNA) au niveau de l'escarpement qui nous intéresse. Les interprétations de McHugh et al (2006) infirment en outre les conclusions de Schmidt et al. (2003).

L'évolution microgranulométrique des sédiments que nous avons analysés nous permet de rejeter les hypothèses de dépôt instantané de type « turbidite de slump » / « homogénite ». En outre le niveau sableux ne présente aucun des litages typiques des dépôts co-sismiques identifiés par Beck et al. (2007) ou McHugh et al., (2006) et cette évolution n'est pas commune pour un dépôt de turbidite « classique ». Elle est plutôt celle d'un écoulement hyperpycnal lié à de fortes crues, telles que celles qui peuvent frapper l'Etat de Tekirdag (NE du bassin central) sous la forme de crues éclair. Elle pourrait également correspondre à un dépôt de contourite bien que les faciès soient quelque peu différents (cf. chapitre 2).

Les faibles valeurs de taux de carbonates dans les sédiments les plus grossiers tendent à indiquer que la distribution granulométrique n'est pas liée à un apport issu de la plateforme. Nous proposons donc que les sédiments grossiers dispersés dans la matrice fine soient issus de l'érosion naturelle de l'escarpement plutôt qu'à un effet lointain du séisme d'Izmit. La comparaison avec l'étude microgranulométrique de sédiments au toit de l'escarpement de failles permettra de valider cette

hypothèse alors qu'une étude de leur nature (notamment d'un point de vue géochimique) permettra de discuter de l'origine du matériel déposé.

E. Conclusion sur la sédimentation profonde dans la Mer de Marmara

La sédimentation profonde dans la Mer de Marmara semble très fortement (exclusivement ?) dominée par l'activité sismique. La sismicité historique est identifiée dans la sédimentation par la présence d'homogénites. Dans le détail, les dépôts sont souvent caractérisés par des litages en « to-and-fro » du terme grossier également caractérisé le plus souvent par un contact supérieur très net avec l'homogénite sus-jacente. L'étude de la carotte küllenberg KLG01-MS02 corrobore ces observations et nous définissons ici une récurrence des événements de l'ordre de 140 ans sur un intervalle de 1000 ans. Cette récurrence plus longue que celle définie de 80 ans définie par Beck et al. (2007). Cette différence pourrait être due aux erreurs inhérentes à la datation, la matière organique datée étant exportée vers le bassin profond après un temps de résidence inconnu sur la plateforme.

La sédimentation à proximité des escarpements de faille ne suit pas ce modèle. On ne note en effet pas d'homogénite, mais des variations importantes de la granulométrie. L'évolution des paramètres granulométrique est plus typique d'un courant contouritique ou hyperpycnal mais sans bioturbation reconnaissable ni présence de coquilles. La distance du site d'étude par rapport aux rivières majeures et la taille du matériel transporté rend peu probablement cette dernière hypothèse. Le taux de carbonates très faible du niveau grossier indique un phénomène plutôt local, lié à un vannage des particules les plus fines sans apport de matériel issu de la plateforme. Les sédiments grossiers présents dans le dépôt grossier érosif serait également directement issu de la désagrégation de l'escarpement de faille.

III.-Sédimentation profonde dans le Golfe de Corinthe

A. Cadre géodynamique et formation du rift

Le cadre géodynamique actuel de la Grèce (Figure 4.1, et 4.12, Le Pichon et al., 1995, Armijo et al., 1996). Résulte des actions combinées de la rotation anti-horaire de la plaque sud-Adriatique (collision actuelle des Dinarides, des Albanides et du nord des Héliénides), de la subduction de la mer Ionienne sous la Grèce, du jeu de la Faille Nord Anatolienne et d'une extension Nord-Sud affectant l'ensemble des Balkans depuis les Albanides internes (voir chapitre précédent) jusqu'à la Mer Noire à l'est.

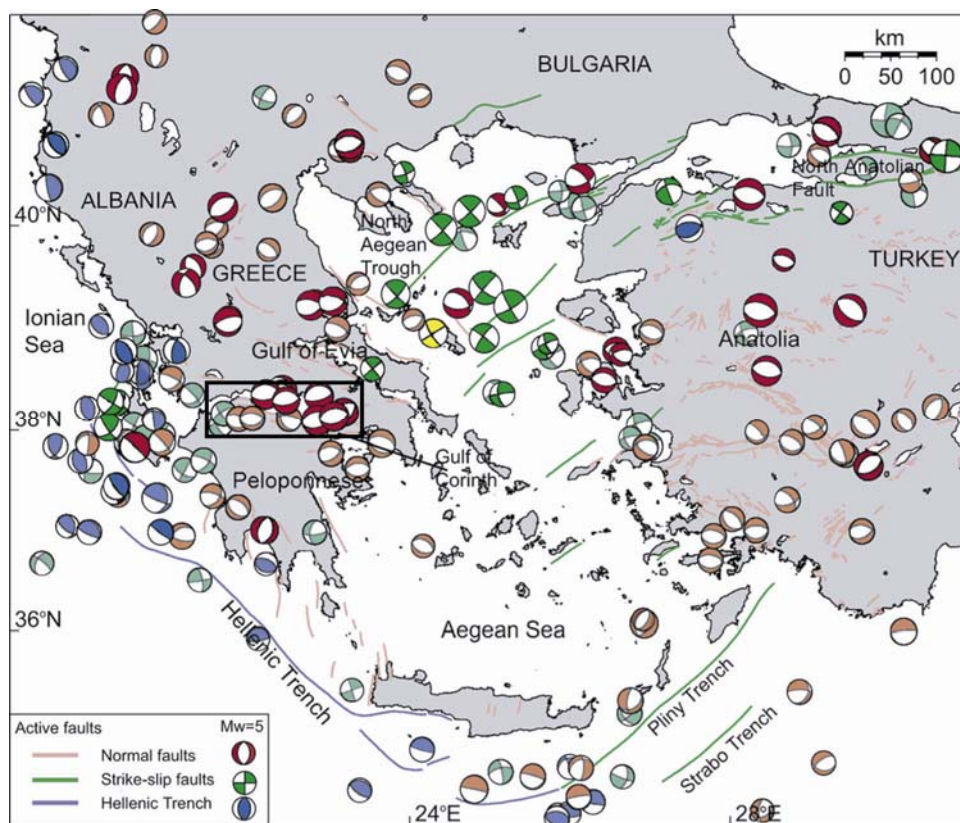


Figure 4.12 : Carte de la région Egéenne montrant les failles actives et les mécanismes au foyer des séismes (Nyst et Thatcher, 2004).

Aegean region showing active faults and earthquake fault plane solutions (Nyst and Thatcher, 2004).

La géodynamique du Golfe de Corinthe est contrôlée par le mouvement de micro-plaques affectées de rotation (voir la synthèse des modèles par Nyst & Thatcher, 2004). Le Pichon et al. (1995) proposent un modèle de rotation horaire de la Grèce et de rotation anti-horaire de la plaque Anatolie, avec une accommodation au niveau de la zone de Corinthe, expliquant ainsi l'ouverture plus rapide à l'ouest (1,5 mm/an contre 1mm/an à l'Est). Pour Armijo et al., (1996), les structures extensives grecques sont directement liées aux structures distensives turques, l'accommodation se déroulant grâce à la Faille Nord Anatolienne. Le développement du GPS a permis de proposer d'autres modèles, comme celui de Nyst & Thatcher (2004). Ces auteurs proposent un modèle à quatre micro-plaques rigides (mais présentant néanmoins des déformations internes locales, figure 4.13), modèle qui

concorde parfaitement avec la distribution de la déformation actuelle. Le Golfe de Corinthe résulterait du déplacement relatif de ces différentes microplaques.

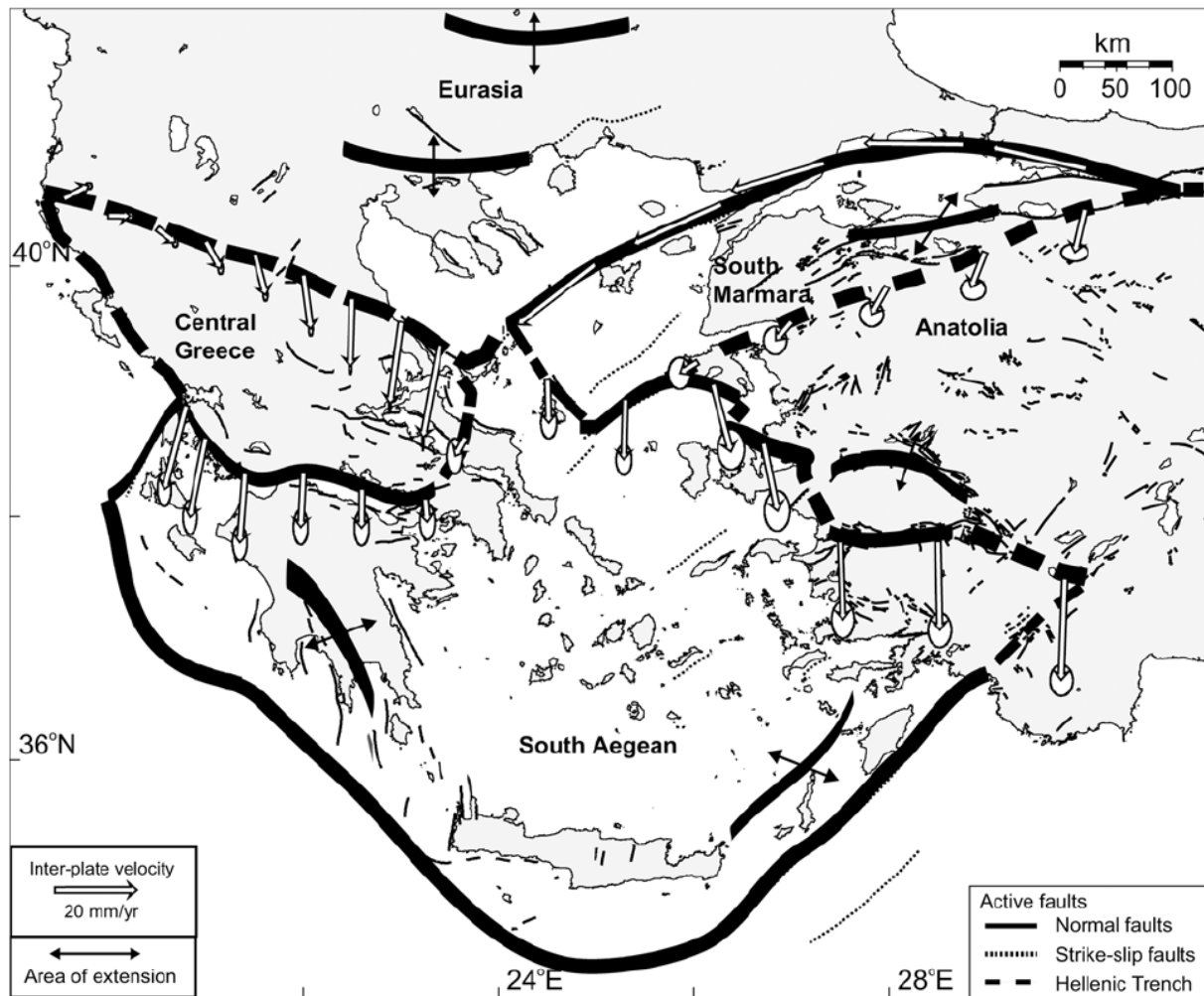


Figure 4.13 : Représentation schématique des microplaques stables et leur limites approximatives définies par Nyst et Thatcher (2004) à partir de données GPS, de la distribution des failles actives et des mécanismes au foyer. Les mouvements relatifs prédits à travers les limites de microplaque sont illustrés par des flèches indiquant le déplacement relatif du bloc Sud par rapport au bloc Nord.

Schematic mapping of stable microplates and their approximate boundaries defined by Nyst and Thatcher (2004) inferred from GPS data, the distribution of active faults and earthquake fault plane solutions. Predictive relative motions across microplate boundaries are shown by arrows that indicate the motion of south block in respect of north block.

A l'instar du débat concernant les modèles géodynamiques, la formation Pliocène du Golfe de Corinthe a fait et fait toujours l'objet d'un débat scientifique actif. Deux visions s'opposent : une polyphasée (la plus ancienne e.g. Ori, 1989) et une continue (défendue par Sorel, 2000, Chéry, 2001, Flotté et al., 2005). La première envisage d'abord une phase d'initiation du rift, avec une sédimentation lacustre puis une seconde avec la mise en place de Gilbert-deltas ; une troisième (Moretti et al., 2003) met en avant la surrection de la marge Sud et la migration de l'activité des failles. Le modèle défendu par Sorel repose sur une déformation supposée continue avec une migration du Golfe vers le Nord, mais qui serait incompatible avec l'accumulation sédimentaire syn-rift (Moretti et al., 2003). Sorel base son raisonnement sur un modèle de failles normales se connectant à un

détachement majeur à faible pendage. Westaway (2002) démontre cependant que la présence d'un tel détachement n'est pas nécessaire à la formation de ces mêmes failles (figure 4.14). Lykousis et al. (2007) supportent l'hypothèse de plusieurs phases à partir des taux de sédimentation estimés par imagerie sismique réflexion de la partie centrale du bassin de Corinthe. Les auteurs proposent une troisième phase d'ouverture et remplissage du golfe entre 500 et 350 ka cal. BP.

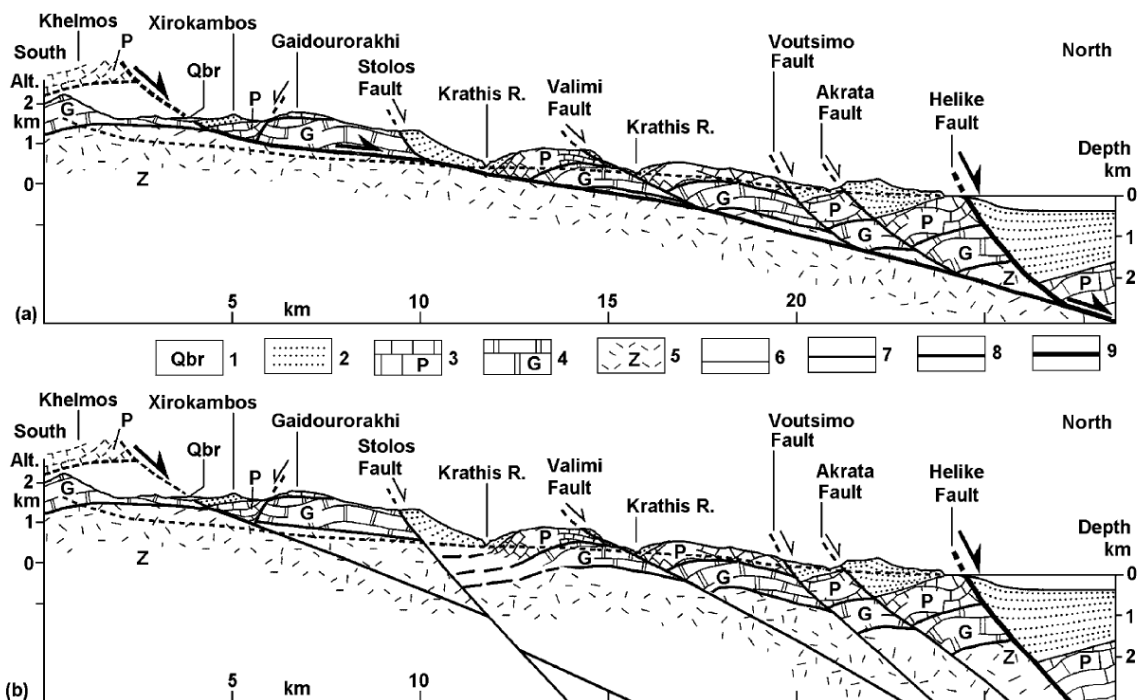


Figure 4.14 : Présentation des deux modèles d'évolution Pliocène de la marge Sud du Golfe de Corinthe (Westaway 2002). (a) : modèle de Sorel et al. (2000) où l'on voit les failles normales peu pentées rattachées à un détachement important, (b) modèle de Westaway (2002) où les failles normales ne sont pas reliées entre elles. 1 : Plio-Pléistocène (brèches), 2 : autres sédiments Quaternaires, 3 : calcaires Mésozoïque de la nappe Pindos-Olonos, 4 : Nappe calcaire Mésozoïque de Gavrovo-Tripolista, 5 : schistes du groupe Zarouchla, 6 : contact stratigraphique, 7 : anciennes failles inverses et failles normales inactives, 8 : partie inactive de failles normales faiblement pentées (de (a)), 9 : faille normale active.

Presentation of the two models for Pliocene evolution of the southern margin for the Gulf of Corinth (Westaway, 2002). (a) : Sorel et al (2000) with low-angle normal faults connected to a large detachment, (b) model from Westaway (2002) with no low-angle normal faults. 1: Plio-Pleistocene breccias, 2: other Quaternary sediments, 3: Pindos-Olonos Mesozoic limestones, 4: Gavrovo-Tripolista Mesozoic limestones, 5: Zarouchla Group (schists), 6: stratigraphic contact, 7: ancient reverse faults and inactive normal faults, 8: inactive part of normal low-angle faults (in (a)), 9: active normal fault.

Dans la zone centrale du rift de Corinthe, Lykousis et al. (2007) donnent une extension de l'ordre de 6 mm/an depuis 1 Ma pour une subsidence de 3.6 mm/an depuis 800 ka et un taux de sédimentation de 1,8 mm/an. Les travaux de Stefatos (Stefatos et al. 2002, Stefatos et al. 2006) permettent d'illustrer le remplissage synrift du Golfe de Corinthe ainsi que l'identification de failles normales, potentiellement actives au cours du Quaternaire. La figure 4.15 illustre les grandes failles à terre et en mer dans le Golfe de Corinthe.

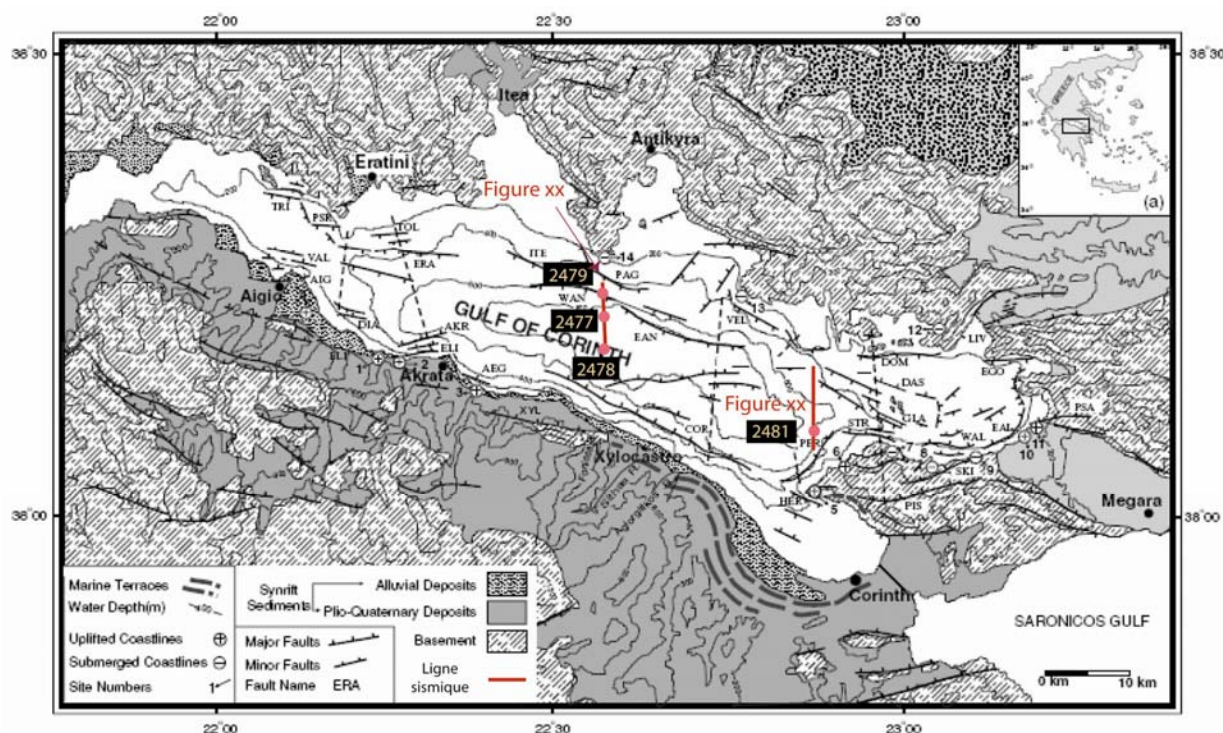


Figure 4.15 : Carte morphostructurale du Golfe de Corinthe et position des carottes prélevées dans le cadre du projet CRL. Les traits pointillés correspondent aux profils de Stefatos et al. (2002). Les acronymes correspondent aux noms de faille (voir ci-dessous).

Morphostructural map of Corinth Gulf and position of CRL project cores. Dashed lines correspond to seismic lines studied by Stefatos et al. (2002).

Faillles en mer / *offshore faults* : **AEG** : Aegira, **AKR** : Akrata, **COR** : Corinth, **DAS** : Daskalio, **DIA** : Diakofto, **DOM** : Domvrena, **EAL** : East Alkyonides, **EAN** : East Antikyria, **EOG** : Egosthena, **EAR** : Eratini, **GLA** : Glaronisi, **HER** : Heraion, **ITE** : Itea, **PAG** : Pagalos, **PER** : Perachora, **PSR** : Psaromita, **STR** : Strava, **TOL** : Tolofonas, **TRI** : Trizonia, **VAL** : Valimitika, **VEL** : Velanidia, **WAL** : West Alkyonides, **WAN** : West Antikyria. Faillles à terre / *onshore faults* : **AIG** : Aigion, **ELI** : Eliki, **LIV** : Livadostrato, **PIS** : Pissia, **PSA** : Psatha, **SKI** : Skinos, **XYL** : Xylokastro.

B. Activité sismique

Le Golfe de Corinthe est la zone la plus sismique d'Europe, mais les événements sismiques n'atteignent le plus souvent pas la magnitude $M_s=7$. La comparaison entre la déformation mesurée par GPS et la sismicité indique que l'essentiel de la déformation s'exprime lors de séismes et donc que la déformation asismique est probablement négligeable. La segmentation des failles et la fréquence des séismes expliqueraient l'absence de séismes de très forte magnitude et l'homogénéité remarquable des séismes majeurs.

La profondeur de rupture est relativement faible et a été estimée à 10 km pour le séisme d'Aigion (1995, Bernard et al., 2006) en accord avec les observations de Rigo et al. (1996) qui montrent que la zone sismogénique serait relativement peu profonde. Les variations dans la rupture semblent liées aux fluctuations du régime de la subduction Héliénide. Cette intense activité sismique est la source de tsunamis dévastateurs dont fait état Papadopoulos (2003). L'auteur mentionne 24 séismes de magnitude $M_s > 5.5$ entre 1742 et 1995 ainsi que 17 tsunamis depuis 373 BC (dont 16 depuis 1402, tableau 4.1, figure 4.16). Deux de ces tsunamis (1963 et 1996) ne sont pas directement associés à la

sismicité, mais à une déstabilisation de pente liée à la charge sédimentaire. Le séisme d'Eratini (NW) en 1995 pourrait avoir joué un rôle dans la déstabilisation de 1996, située au SW du golfe.

Les autres tsunamis sont associés à la sismicité, soit directement induits par le déplacement vertical co-sismique lors d'un séisme peu profond, soit indirectement, suite à un glissement en masse (côtier ou offshore). S'il paraît probable que tous les séismes de forte magnitude soient associés à des glissements gravitaires, les paléo-tsunamis peuvent correspondre à des séismes mais également à des glissements gravitaires. Il semble donc que les séismes ne purgent pas entièrement les pentes de leurs sédiments.

La majorité des séismes de la période historique et instrumentale ont des épicentres localisés dans la partie N-NW du Golfe de Corinthe. Les failles les plus actives sont celles d'Aigion, Eratini et Helike (voir figure 4.15 pour la localisation des failles). Pantosti et al. (2004) identifient 3 séismes entre 1160 et 1888 dans des tranchées.

<u>N°</u>	<u>Date (AD)</u>	<u>localisation</u>
1	-373	SW
2	1402	C
3	1742	SE
4	1748	SW
5	1769	NW
6	1794	WC
7	1817	W
8	1861	SW
9	1887	E
10	1888	SW
		Centre
11	1898	Grèce
12	1963	SW
13	1965	WC
14	1981	E
15	1984	W
16	1995	NW
17	1996	SW

Tableau 4.1 : Résumé des tsunamis dans le Golfe de Corinthe (Papadopoulos 2003). W : Ouest du golfe, E : Est du golfe. N : Nord du Golfe, S : Sud et C : centre. Centre Grèce : séisme loin des côtes ayant entraîné un tsunami

Summary of tsunamis in Gulf of Corinth (Papadopoulos 2003). W: West of the gulf, E: East of the gulf and Centre Grèce: earthquake in the south centre of Greece: N: North, S: South, C: Centre

Papadopoulos (2003) fait remarquer d'une part que les tsunamis co-sismiques sont déclenchés par des ruptures situées soit dans le golfe (offshore) soit à proximité des côtes. Les séismes dont l'épicentre est situé à terre n'ont apparemment pas déclenché de tsunamis. D'autre part, l'auteur propose divers intervalles de récurrence : 20 ans et 80 ans pour les séismes de magnitude $M_s=6$ et $M_s=6.5$, et 16 ans, 40 ans et 103 ans pour les tsunamis d'intensité croissante. Enfin, selon l'auteur, seuls les séismes de magnitude supérieure à $M_s=5.8$ pourraient engendrer des tsunamis.

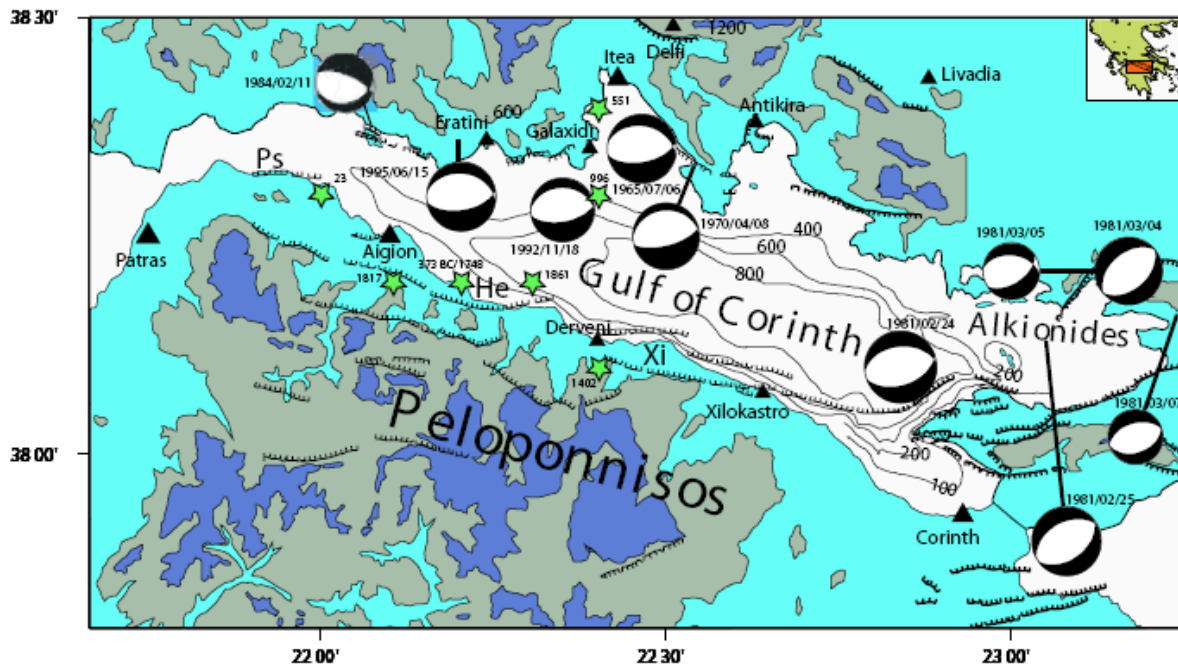


Figure 4.16 : Carte des séismes récents à proximité de la zone d'étude et mécanismes au foyer associés (Briole et al., 2000). Les séismes de 1997 et de 1992 n'ont pas engendré de tsunamis.

Map of recent earthquakes epicentres and associated focal mechanism (Briole et al., 2000). 1970 and 1992 earthquakes did not induce tsunamis.

C. Océanographie et sédimentation Quaternaire

L'étude de la sédimentation Quaternaire dans le Golfe de Corinthe a été effectuée par l'interprétation des données issues de nombreuses campagnes de sismique réflexion et, dans une moindre mesure, par des carottages.

Brooks et Ferentinos (1984) et Poulos et al., (1996, 1997) ont étudié l'hydrodynamique ainsi que les processus de sédimentation dans l'ensemble du Golfe de Corinthe. Ces derniers proposent un schéma des caractéristiques et processus océanographiques et sédimentologiques dans le Golfe de Corinthe à l'heure actuelle (figure 4.17).

Le bassin profond du Golfe de Corinthe est connecté au Golfe de Patras par le détroit de Rion-Antirion (65 m de profondeur) et le canal artificiel de Corinthe (8 m). Dans un tel environnement restreint, l'océanographie est fortement contrôlée par le climat local, l'apport en eau douce et les échanges limités à l'ouest. Deux masses d'eau (0-60 m & > 100 m) sont séparées par une zone de transition.

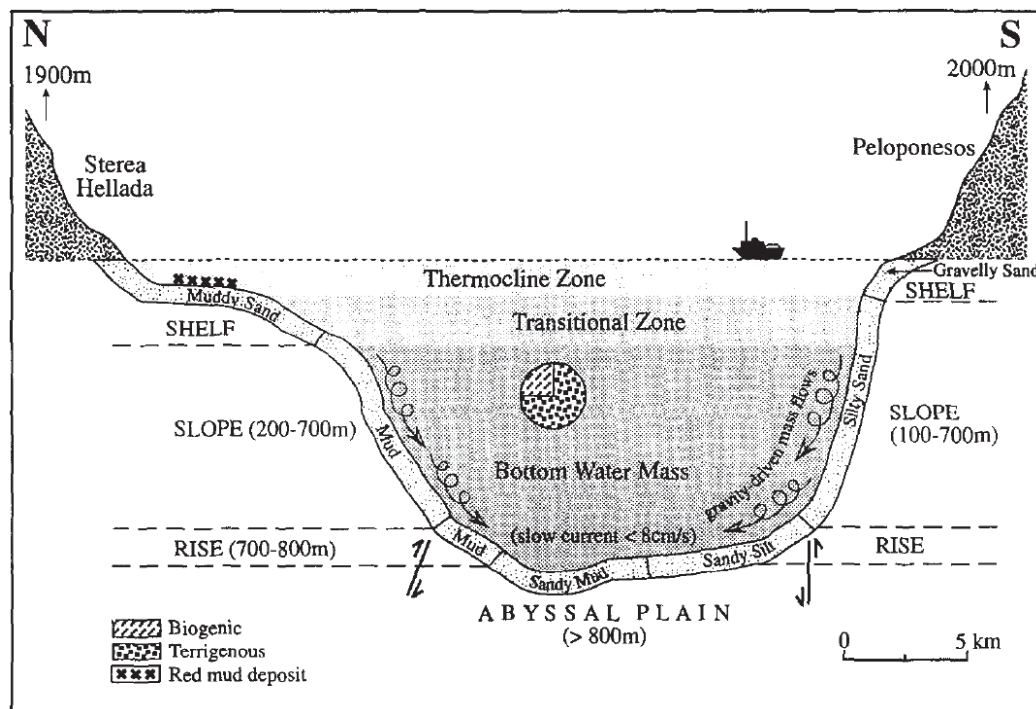


Figure 4.17 : Représentation schématique des caractéristiques océanographiques et sédimentaires ainsi que des processus se déroulant dans le Golfe de Corinthe (Poulos et al. 1996)

Schematic representation of oceanographic and sedimentological characteristics and processes within the Gulf of Corinth (Poulos et al., 1996).

Poulos et al. (1996) présentent de profils d'oxygène dissous dont la concentration augmente avec la profondeur dans la masse d'eau la plus profonde, indiquant l'advection d'eaux de surface en profondeur. Les auteurs mentionnent également des courants de fond dont la vitesse est limitée (8 cm/s à 5 m du fond). Le régime des courants semble contrôlé par des changements de pression atmosphérique, malgré la profondeur importante du golfe. Les courants de directions opposées sur les bordures nord et sud pourraient indiquer la présence d'un(e) gyre/alizé antihoraire semi-permanente (Poulos et al., 1996). Enfin, selon ces auteurs, les sédiments de la plaine abyssale seraient comparables à ceux de la marge sud, indiquant la dispersion de matériel issu de cette plateforme. Le processus d'export de sédiment vers les profondeurs du golfe serait majoritairement associé aux mouvements en masse. La sédimentation hémipélagique apporte seulement un complément de sédimentation. Les facteurs déclenchant les mouvements gravitaires peuvent être l'activité sismique, l'augmentation de la pente (sous contrôle tectonique), le changement de la pente lié à l'accumulation sédimentaire et enfin des crues associées à de fortes charges sédimentaires.

De nombreux auteurs se sont intéressés aux problèmes de stabilité de pente en relation avec l'activité sismique. Papatheodorou et Ferentinis (1999) ont étudié les phénomènes gravitaires associés au séisme d'Aigion (1995) et mettent en évidence des glissements rotationnels, des glissements allongés, des courants de gravité ainsi que des extrusions d'eau et de sédiment liés à l'augmentation de la pression interstitielle (et la liquéfaction associée) et de la contrainte de cisaillement. Les auteurs identifient 4 niveaux de déformation comparables depuis 2500 ans sur les deltas étudiés. Hasiotis et al. (2002) se sont intéressés à la même problématique pour le système deltaïque d'Eratini.

Sur une échelle de temps plus longue, Moretti et al. (2004) ainsi que Lykousis et al. (2007) discutent du remplissage sédimentaire et la subsidence du Golfe de Corinthe au cours du Quaternaire. Les auteurs proposent une accumulation sédimentaire d'environ 2,2 km déposée au cours d'un million d'années.

Le Golfe de Corinthe est actuellement un domaine marin, mais il était lacustre lors des bas niveaux eustatiques (inférieur à la profondeur du seuil de Rion-Antirion). La sédimentation Quaternaire alterne donc entre des périodes de sédimentation lacustres et marines. Perissoratis et al. (2000) proposent un modèle de sédimentation variant suivant les conditions paléoenvironnementales (figure 4.18) où l'apport en sédiments au fond du bassin est gouverné par la sismicité et les mouvements gravitaires associés (facteur dominant selon Poulos et al., 1996), mais également aux courants hyperpycnaux. Pour Perissoratis et al. (2000), les courants hyperpycnaux sont rares en haut niveau marin et plus fréquents en bas niveau marin. La baisse du niveau des eaux induirait également des ruptures sédimentaires sur la pente. Les auteurs ne font cependant aucunement état de changements de dynamique de sédimentation liés au fonctionnement lacustre d'un système lacustre tels que la stratification thermique, renversement potentiel des eaux, etc...

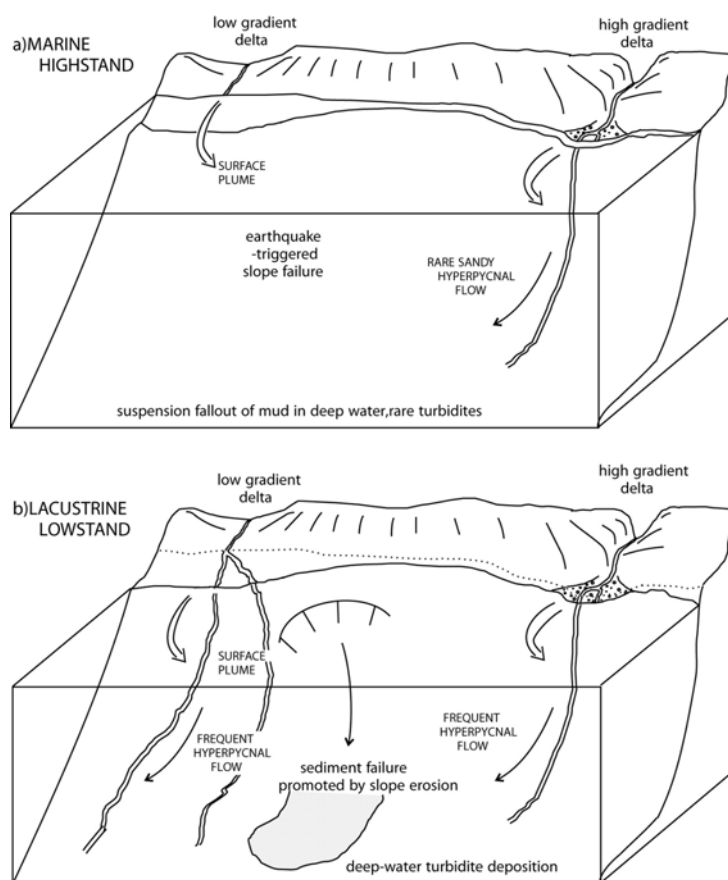


Figure 4.18 : Modèle développé par Perissoratis et al. (2000) montrant les contrastes entre les processus de sédimentation en haut niveau marin (a) et bas niveau lacustre (b).

Model of Perissoratis et al. (2000) showing the contrast between high sea level processes (a) and low lake level dynamics (b).

Moretti et al. (2004) ainsi que Lykousis et al. (2007) ont étudié les carottes longues sur lesquelles sont basées ce chapitre (MD01-2477 et MD01-2479). La dernière transition lacustre-marin est datée à 12 ka BP par comparaison entre les paléolignes de rivage et la courbe eustatique (Perissoratis et al., 2000) mais et à 13,2 ka ^{14}C (Moretti et al. 2004) soit un âge compris entre 13,4 et 13 ka cal. BP (2 σ) avec la courbe de calibration Marine04 (Hughen et al., 2004).

Les résultats d'imagerie acoustique « air-gun » présentés par Moretti et al. (2004) et Lykousis et al. (2007) mettent en évidence des glissements gravitaires majeurs à l'Est du Golfe (également identifiés

dans la carotte MD01-2481 voir position figure 4.19), mais la résolution de la sismique ne permet pas l'identification éventuelle d'homogénites.

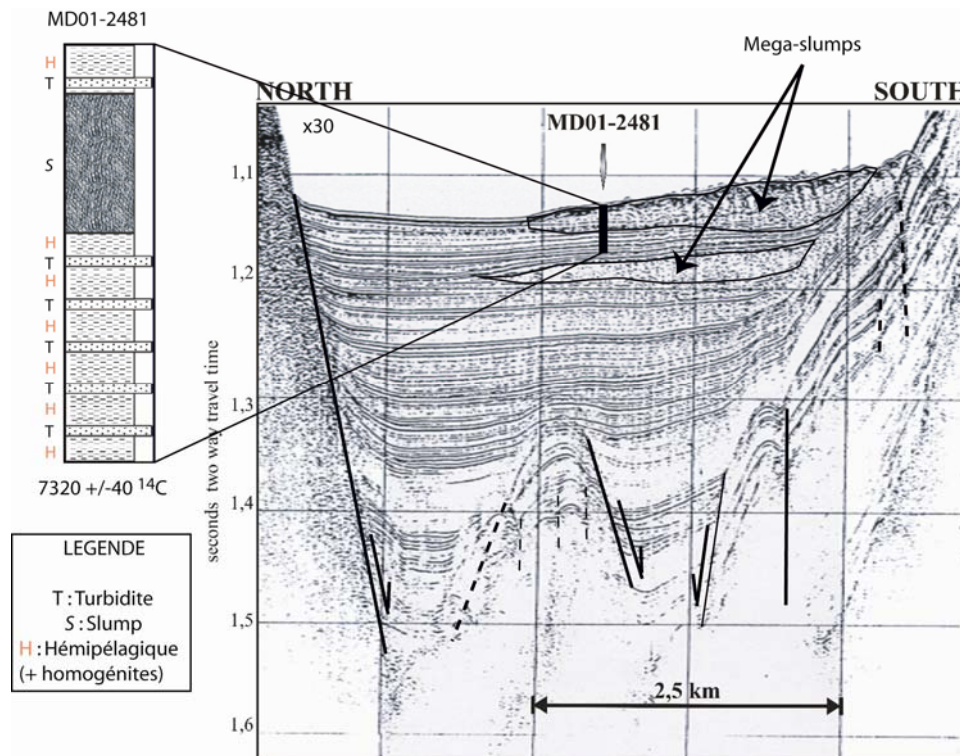


Figure 4.19 : Profil sismique modifié de Lykousis et al. (2007) du SE du Golfe de Corinthe et log de la carotte MD01-2481 (modifié d'après Moretti et al., 2004). Les failles centrales du Golfe ne sont plus actives. L'exagération verticale est de l'ordre de 30. Deux méga-slumps sont présents sur une longueur de plus de 2 km, ils ont probablement été déclenchés par des séismes. Le glissement le plus superficiel est relié au séisme de Korinthakios (1981, Perissoratis et al., 1984) le deuxième glissement est plus ancien que 7000 ans cal. BP (Moretti et al., 2004).

Seismic profile modified from Lykousis et al. (2007) shot in the SE and core MD01-2481 log (modified from Moretti et al., 2004). Central faults are not still active. Vertical exaggeration is about 30. Two mega-slump are present on more than 2 km and were probably induced by earthquakes. The uppermost one would thus be related to Korinthakios event (1981, Perissoratis et al., 1984), the second one being older than 7000 cal. yr BP (Moretti et al., 2004).

D. Etude des carottes MD01-2477 et MD01-2479

Dans ce travail nous nous sommes principalement intéressés aux processus de dépôt afin d'apporter un éclairage sur les mécanismes de mise en place des sédiments dans le bassin profond du Golfe de Corinthe. Nous avons tenté de différencier des signatures sédimentaires caractéristiques des dépôts co-sismiques. Nous nous sommes également intéressés à l'impact du passage entre un environnement de dépôt lacustre et un environnement marin sur la dynamique de dépôt. Ce travail propose enfin un intérêt méthodologique pour l'utilisation de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) pour différencier les types de dépôt. Nous avons étudié les carottes 2479 et 2477, situées à proximité de la faille d'Antikyra (figure 4.20). Nous avons également comparé nos observations sur la sédimentation récente avec la carotte 2477.

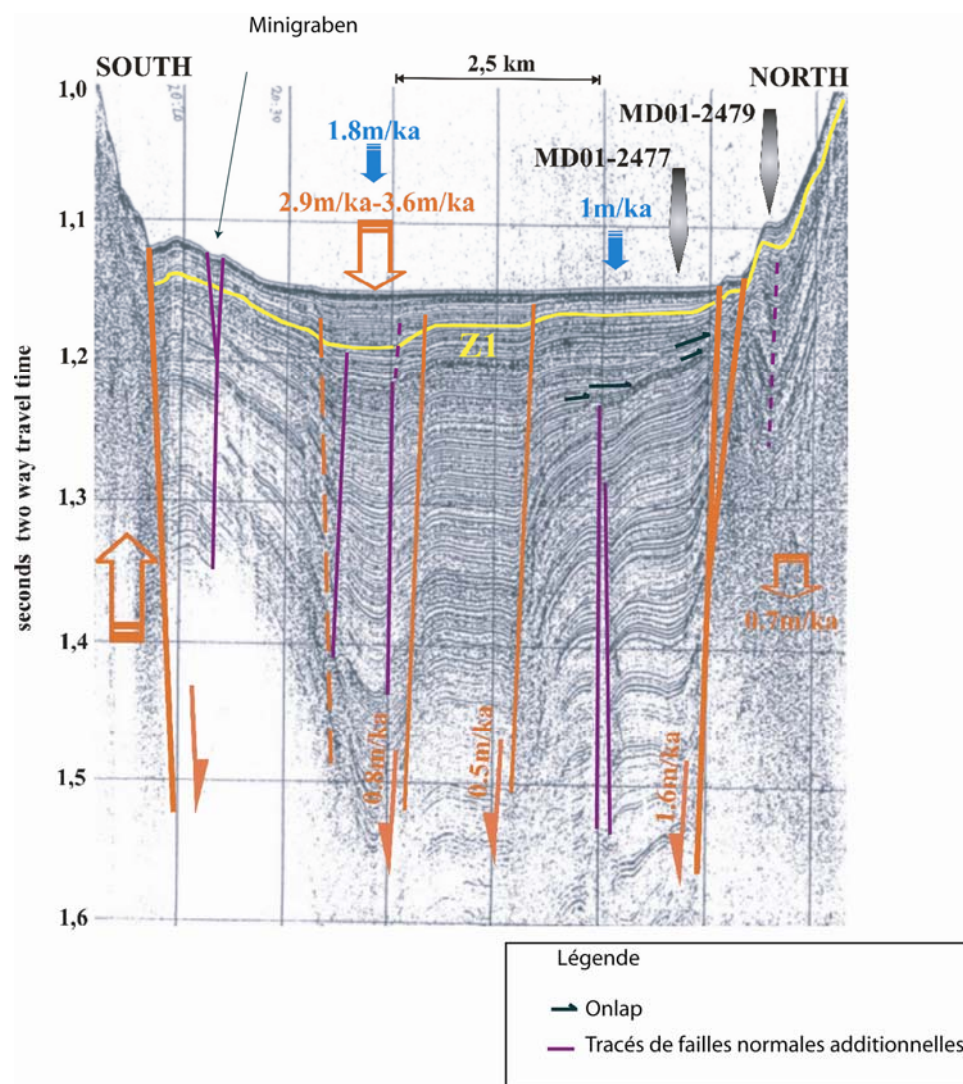


Figure 4.20 : Profil sismique à partir duquel les carotte 2477 et 2479 ont été prélevées (modifié d'après Lykousis et al., 2007). Les tracés rouges correspondent aux failles dessinées par Lykousis et al. (2007) alors que les tracés violets ont été rajoutés au cours de cette étude. Une surface d'onlaps est identifiée par entre 1,24 et 1,20 secondes temps double.

Seismic line shot before 2477 and 2479 coring (modified after Lykousis et al. (2007). Red lines corresponds to the authors line-drawings and purple ones were added in the present study. An onlaps surface is clearly evidences between 1.20 and 1.24 two way travel time seconds.

1. Cadre chronostratigraphique et taux de sédimentation

Le cadre chronostratigraphique général a été défini par Moretti et al. (2004) et sur de nouvelles dates acquises dans le cadre de ce travail (tableau 4.2).

La carotte MD01-2479 représente un enregistrement d'environ 19 Ka cal. BP alors que la carotte MD01-2477 couvre les derniers 21 ka cal. BP. Les taux de sédimentation sont comparables et sont d'environ **1mm/an** au cours des derniers 20 000 ans. Moretti et al. (2004) souligne un taux de sédimentation maximum de 1.8 mm/an à partir de leurs datations. Nos nouvelles datations donnent un taux de sédimentation compris entre **0,5 mm/an** et **7 mm/an** pour la carotte 2477 et **0,5 mm/an** à **1,6 mm/an** pour la carotte 2479. A noter que le taux de sédimentation ne fluctue pas spécifiquement en fonction de l'environnement de dépôt (lacustre-marin).

Nos datations ont été effectuées sur la matière organique détritique, concentrée dans les parties grossières des turbidites. Un biais peut être induit car nous ne datons pas exactement la turbidite (le matériel a résidé sur la plateforme avant son export au fond).

Report 979/05	Poznan	Radiocarbon			
Core MD01-2477				Ages cal. BP 2 sigma	
Lab. No.	Profondeur (m)	Age 14 C	valeur inf	valeur centrale	valeur sup.
	2,63	3190+/-40	3341	3400	3550
	3,9	3355+/-35	3480	3580	3680
	5,16	5590+/-40	6298	6340	6444
	6,5	12420+/-60	14150	14400	14850
	11,07	8500+/-50	9411	9520	9545
	16,33	12470+/-60	14200	14600	14920
	17,66	14000+/-100	16241	16700	17101
Moretti (2004)	20,08	21130			

Core MD01-2479					
Lab. No.	Profondeur (m)	Age 14 C	valeur inf	valeur centrale	valeur sup.
Poz-11167	0,83	185+/-30	1955AD	1820 AD	1650AD
Poz-11166	9,68	9260+/-70	10248	10445	10646
Poz-11367	15,42	12200+/-100	13803	14050	14558
Moretti (2004)	19,60	19141			

Tableau 4.2 : Résumé des datations ^{14}C acquises au cours de l'étude.
Summary of ^{14}C dates.

2. Description faciologique

La description des faciès est basée sur l'étude de 8 diffractogrammes RX, plus de 100 frottis effectués sur la carotte MD01-2479 ainsi qu'une quarantaine de frottis de la carotte MD01-2477. Les photos de la carotte 2479 et 2477 sont présentes en annexe II. Le matériel dont est issu l'article de Moretti et al. (2004) a également été repris afin d'apporter des précisions sur la nature des sédiments.

La diffraction RX et les frottis ont permis d'identifier quatre minéraux dominants : quartz (diffraction principale à 3,348 Å, figure 4.21), calcite (pic à 3.034 Å), aragonite (pic de diffraction à 3,393 Å) et sulfure (principalement pyrite avec un pic à 2,706 Å). Les carottes sont divisées en deux types de séquences sédimentaires : d'une part des intervalles grossiers à base érosive sur lesquels reposent des sédiments fins silto-argileux. La transition entre les bases grossières et les sédiments fins sus-jacents est le plus souvent franche, mais quelques niveaux présentent néanmoins une évolution progressive entre les deux types de granulométries. A noter enfin que les 20 premiers centimètres des carottes sont riches en débris de coquilles de gastéropodes (Moretti et al., 2004) que l'on ne retrouve plus par la suite.

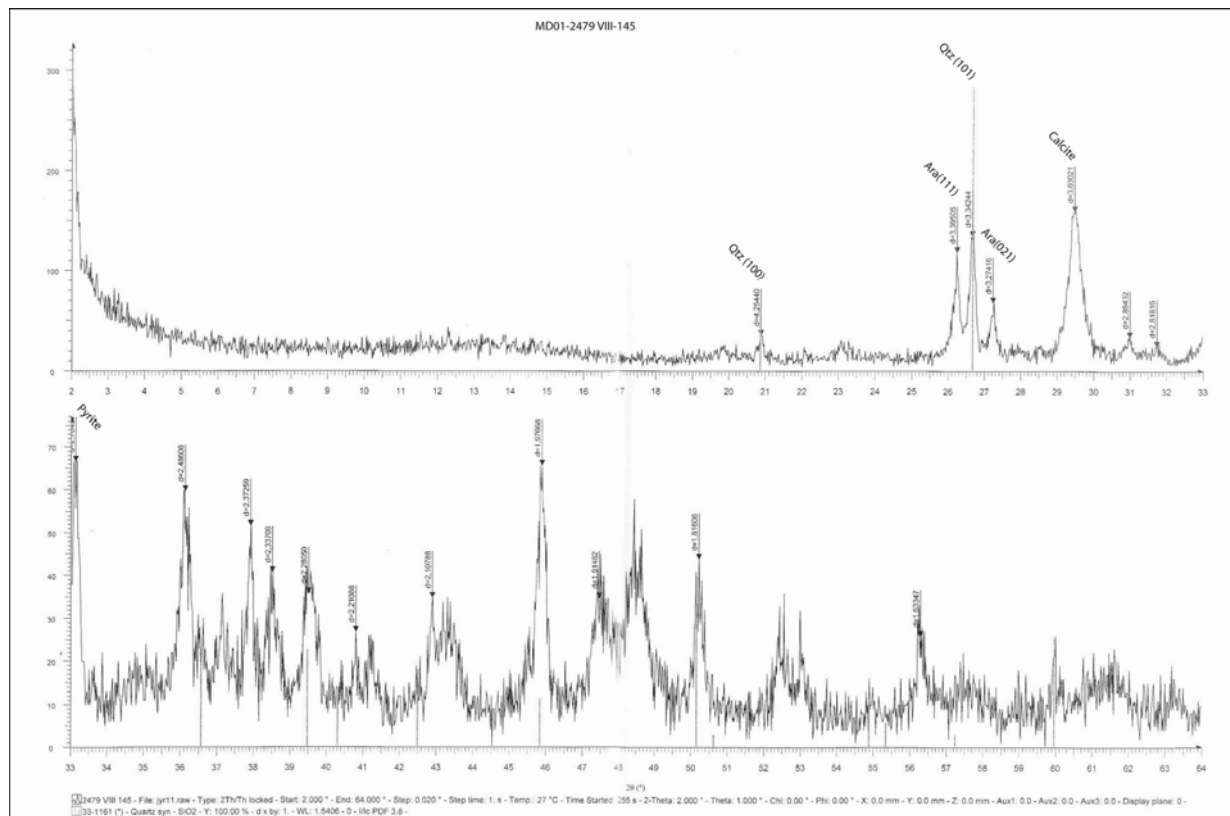


Figure 4.21 : Exemple de diffractogramme Rx sur poudre pour un échantillon lacustre prélevé à 11,85 m de profondeur. Ara : aragonite, Qtz : quartz.

Example of powder XRD of a lacustrine sample (11.85 m depth). Ara : aragonite, Qtz : quartz.

Cinq faciès ont été définis sur la base de la minéralogie, la granulométrie et le contenu biogénique :

Le **faciès 1** d'origine marine est composé de quartz (1/3) et de calcite (2/3). Il peut être grossier ou fin et présente parfois quelques tests de foraminifères dispersés dans les sédiments (<1%) d'espèces variables (figure 4.22). La proportion relative de quartz augmente dans les sédiments grossiers.

Le **faciès 2** représente les sédiments qui se sont mis en place lors de la transition lac-mer. Il est caractérisé par la présence d'aragonite, ici identifiée sous la forme de fines aiguilles individuelles et sans aucun contenu biologique. Nous avons identifié ces sédiments à 12 m de profondeur (VIII-145) dans la carotte 2479 et à 13,6 m dans la carotte 2477 (section X, 7 cm, figure 4.23). L'aragonite constitue un niveau bien marqué d'un à deux centimètres d'épaisseur dans les deux carottes. Quelques aiguilles d'aragonite dispersées ont été observées dans les sédiments de la section X de la carotte 2479 à 11,6 et 12 m de profondeur.

Le **faciès 3** est lacustre. Il est dominé par la calcite (généralement plus de 80 %) avec peu de quartz. Il peut être grossier ou fin et comporte une part variable de sulfures (opaques) dont la taille est également variable. On peut y trouver quelques rares tests de diatomées.

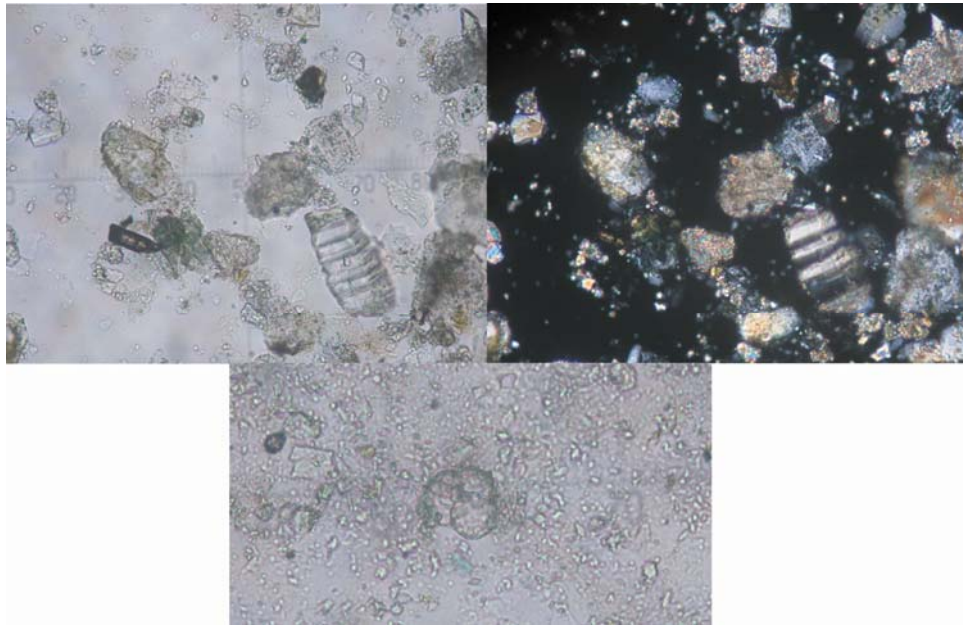


Figure 4.22 : Photos LP et LPA de frottis caractéristiques du faciès 1 mettant en évidence les grains de calcite (beige en LPA) et de quartz (gris en LPA) ainsi qu'un foraminifère (à déterminer). Grossissement : x 20.
Optical microscope observation of smear slides(x 20) of facies 1 evidencing calcite (beige on the right) quartz (grey), and a foraminifer(?) (bottom picture).

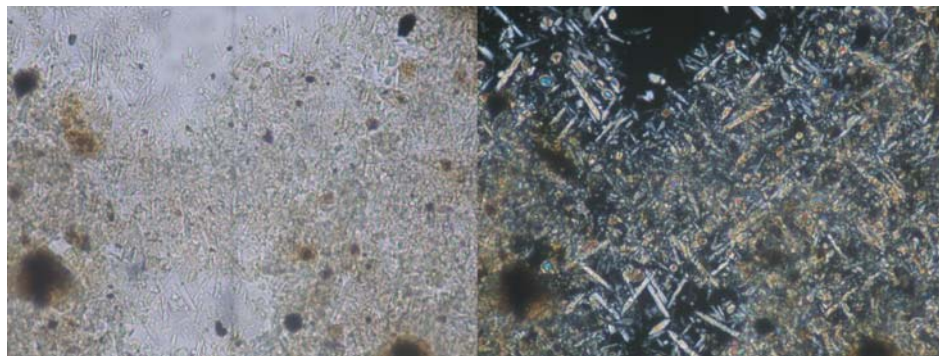


Figure 4.23: Photos au microscope optique (LP & LPA) des aiguilles d'aragonite définissant le faciès 2.
 Grossissement : x 40
Photos of microscopic aragonite (x 40) typical of facies 2.

Le **faciès 4** est également d'origine lacustre. Il est caractérisé par une minéralogie dominée par la calcite et les sulfures avec une faible contribution du quartz. Il est également défini par une abondance notable de diatomées (figures 4.24). Il est peu représenté dans les carottes, mais la présence de ce type diatomées est marqueur de la sédimentation lacustre. On le retrouve essentiellement dans les niveaux fins.

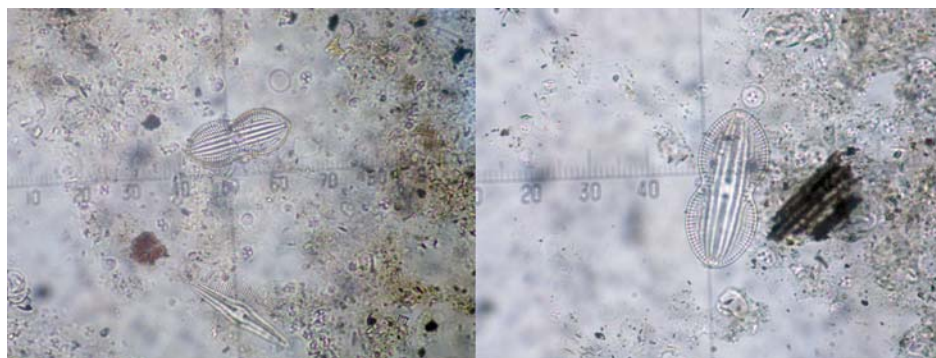


Figure 4.24: Photo des diatomées identifiables sur le frottis prélevé dans la carotte 2479 à une profondeur de 14,59 m. On note la présence de deux espèces de diatomées pennées ainsi que des centriques de petite tailles qu'il reste à déterminer. Grossissement : x 40

Diatoms identified in core 2479 at a depth of 14.59 cm (x 40). Pennate and centric (Cyclotella) species are present.

Le faciès 3 est représentatif de la quasi-totalité des sédiments lacustres. Seul le dernier mètre avant la transition « aragonitique » est caractérisé par le faciès 4.

On note enfin de très fines laminations (infra-millimétriques) avec une alternance de lamines claires et de lamines plus sombres. Moretti et al. (2004) proposent une sédimentation de type varve. Ces dépôts ont été observés entre 14,5 m et 14,85 m dans la carotte 2479 et à 13,70 m de profondeur dans la carotte 2477. Les caractéristiques minéralogiques de ces microlamines restent à déterminer.

3. Concentration magnétique et corrélation entre les carottes.

Nous avons étudié les variations de susceptibilité magnétique (SM) avec un pas de 5 mm pour les niveaux à fort contraste lithologique (turbidite ou évidence de sulfures), certaines sections homogènes ayant fait l'objet de mesures tous les centimètres. Cette résolution, contrairement aux mesures effectuées tous les 2 cm à bord du Marion Dufresne, permet de relier SM et unités de dépôt avec la précision nécessaire. La figure 4.25 présente les valeurs de SM pour la carotte 2477 et 2479 ainsi que la corrélation possible entre ces deux carottes.

Les faciès sédimentaires grossiers, mais peu épais, sont caractérisés par des valeurs de susceptibilité magnétique clairement plus faibles que les niveaux fins.

La valeur de SM des sédiments lacustres est de l'ordre de 10.10^{-5} SI pour les particules grossières. Dans les deux carottes, les sédiments fins présents dans les trois mètres précédant la transition « lacustre-marin » sont parfois caractérisés par un contenu important en particules ferrimagnétiques induisant de fortes augmentation de SM jusque des valeurs de plus de 600.10^{-5} SI. L'intervalle de transition entre l'environnement lacustre et marin est caractérisé par un retour à une valeur de SM de 10.10^{-5} SI. La valeur de SM augmente alors pour être comprise entre 20.10^{-5} SI et 30.10^{-5} SI pour les intervalles silto-argileux marins alors qu'elle est de l'ordre de 3.10^{-5} SI dans les intervalles grossiers. La différence de SM entre les sédiments marins et lacustres « hors pic » est probablement liée à la contribution plus importantes des carbonates et à la formation de sulfures antiferromagnétiques.

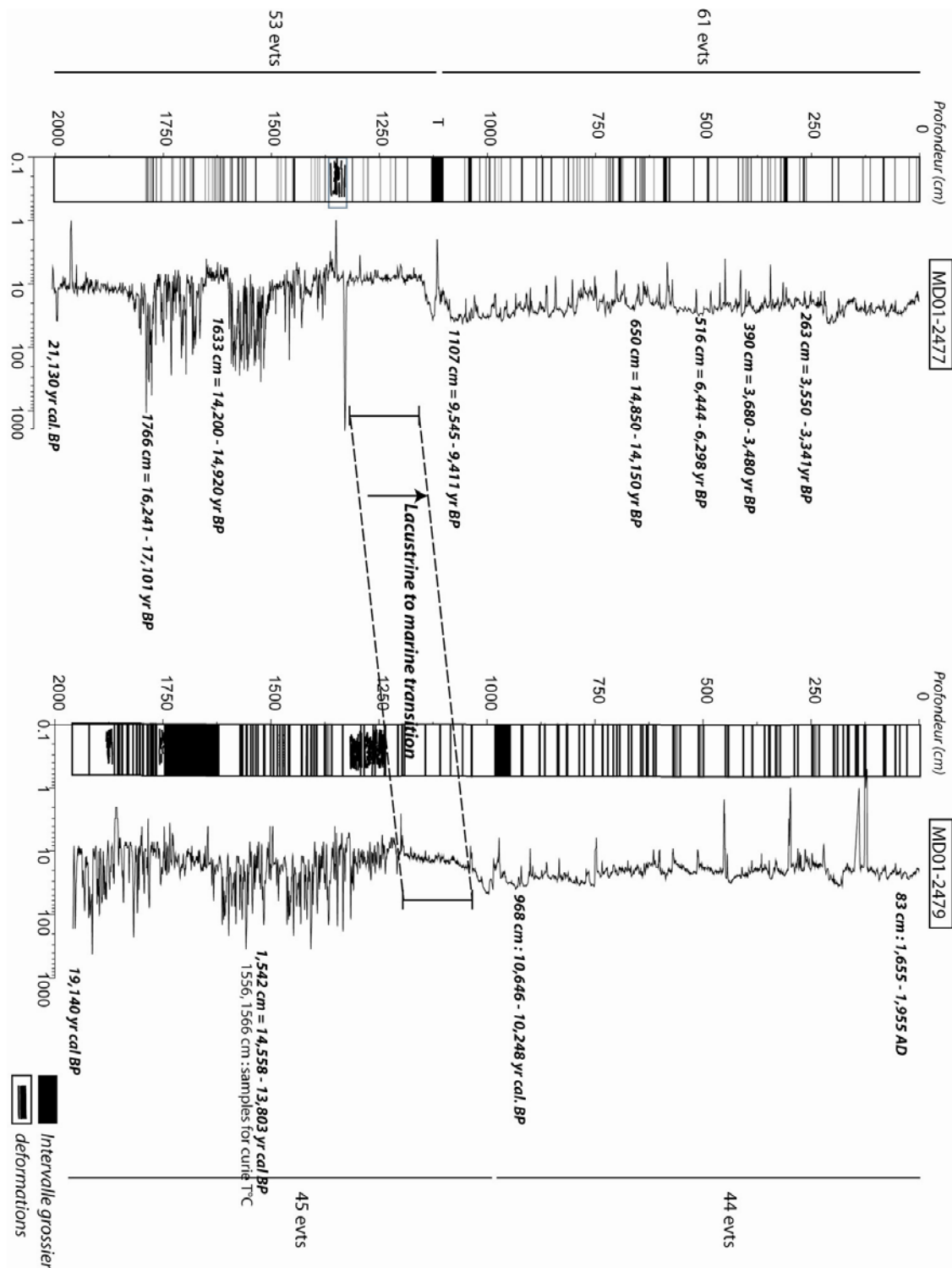


Figure 4.25 : Profils de susceptibilité magnétique, logs simplifiés et datations effectuées sur les carottes MD01-2477 et MD01-2479. evts : niveaux grossiers. Une turbidite importante présente sur les deux carottes (1125 cm dans 2477 et 970 cm dans 2479) sert de limite entre les deux intervalles de comptage. Dans la carotte 2477, 53 niveaux ont été observés sous cette limite dans la carotte 2477 contre 43 dans 2479. Au dessus de cette limite, nous dénombrons 61 niveaux contre 44 dans 2479.

MS, log and dating of MD01-2477 and MD01-2479 cores. evts : coarse (sandy) levels. We arbitrary chose a turbidite present on the two cores to count these levels. Under this limit are present 53 levels in 2477 and 61 above. In 2479 core it is 45 and 44 respectively.

4. Approche de la minéralogie magnétique

Afin de caractériser les variations de concentration magnétique dans les sédiments lacustres du Golfe de Corinthe, nous avons effectué des mesures de cycles d'hystérésis sur sédiment total couplées à une observation au MEB de particules sélectionnées et des essais de température de Curie.

Les profils de désaimantation thermique sur sédiment dans la partie lacustre révèlent pour partie la présence de magnétite (température de Curie à 585 °C, figure 4.26). Les autres mesures ne permettent pas de conclure sur la nature des minéraux magnétiques.

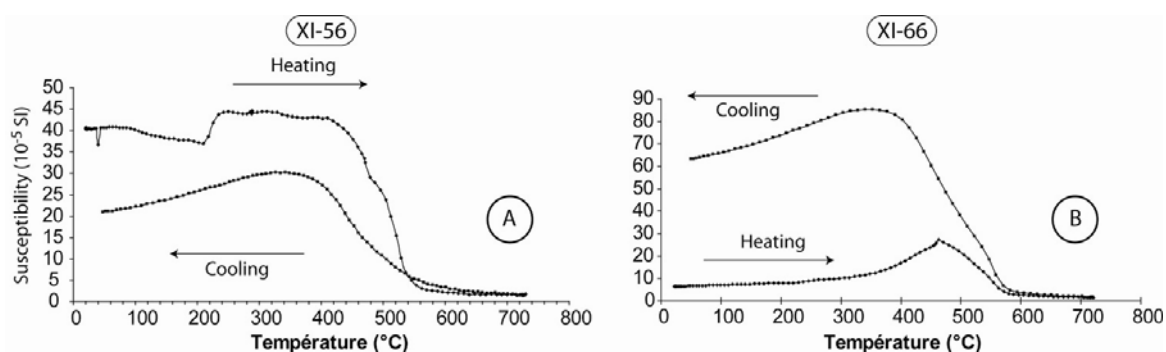


Figure 4.26 : Exemples de température de Curie mesurés sur deux échantillons lacustres de la carotte 2479.

L'échantillon A révèle un point de Curie à 585°C, typique de la magnétite, l'échantillon B révèle une contribution probable d'autres minéraux magnétique expliquant l'augmentation de la susceptibilité après chauffage. On observe également une transition à 200°C sur l'échantillon XI-56.

Examples of Curie temperature of two lacustrine samples taken in core 2479. A sample reveals a temperature of 585°C typical of magnetite mineral whereas as B reveals a contribution of other(s) minerals explaining the increase of magnetic susceptibility after heating. A transition at 200°C is seen on XI-56 sample.

Les propriétés d'hystérésis sont décrites dans la figure 4.27. Le diagramme de Day (Day et al., 1977) est couramment utilisé pour évaluer la taille des particules, la minéralogie ayant également une influence importante. Les limites définies par Day et al. (1977) et modifiées par Roberts (1995) sont seulement valides pour la magnétite.

Du fait du mélange des minéraux magnétiques de taille hétérogène dans les sédiments naturels, les rapports de paramètre d'hystérésis sont souvent dans le domaine PSD (pseudo-monodomaine). Dans le cas des sédiments de Corinthe, nous avons cependant pu observer une différence notable entre les sédiments marins et lacustres. Alors que les échantillons marins sont tous groupés dans la zone PSD (figure 4.27), les échantillons lacustres que nous avons analysés sont fortement décalés vers la zone SD (monodomaine) indiquant une taille de grains plus petite. La position de certains échantillons de sédiments lacustres à gauche du domaine PSD suggère l'apparition d'une fraction de minéralogie magnétique différente et très fine dans les sédiments lacustres, pouvant correspondre à des sulfures.

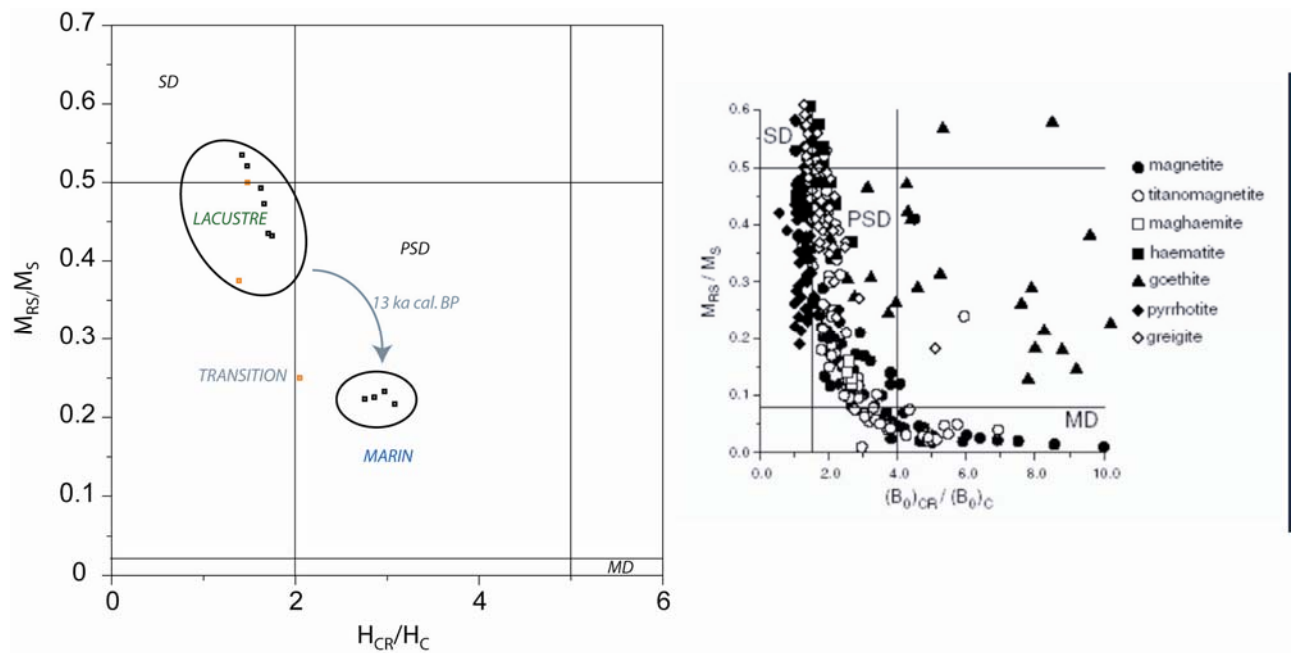


Figure 4.27 : Diagramme de Day montrant une contribution de grains SD au magnétisme des sédiments lacustres et comparaison avec le diagramme donné par Peters et Dekkers (2003) qui montre la grande variabilité des tailles de minéraux magnétiques. Les points orange correspondent aux échantillons de la carotte 2479. $H = B_0$

Day diagram showing a contribution of SD grains to the magnetism of lacustrine sediments and comparison with the diagram of Peters and Dekkers (2003) that shows a wide variability in the size of magnetic minerals.

Orange points correspond to samples of core 2479. $H = B_0$

La présence de sulfures est confirmée par des observations de pyrite en microscopie optique de pyrite présente dans les intervalles grossiers. Les observations au MEB de particules magnétiques extraites de la carotte 2477 (figure 4.28) indiquent la présence de cristaux sous forme framboïdale caractérisés par la forte intensité en rétrodiffusion (plus caractéristiques de la pyrite).

Des observations en microscopie optique et électronique, les propriétés de susceptibilité magnétique et les paramètres d'hystérésis nous conduisent à proposer la formation de greigite dans les sédiments lacustres. La greigite a été mentionnée sous la même forme de framboïdes dans les sédiments de la Mer de Marmara (Reichel et Halbach, 2007), elle est aussi présente sous forme framboïdale dans des sédiments d'âge variés tels que des dépôts argileux fins Pliocènes de la Vallée Ricca Section en Italie (Jiang et al., 2003) où elle est interprétée comme un résultat d'un processus authigénique (voir également Roberts et al., 1993). Hall et al. (1997) identifient des nodules de greigite néoformés dans les sédiments de levées du delta de l'Amazone.

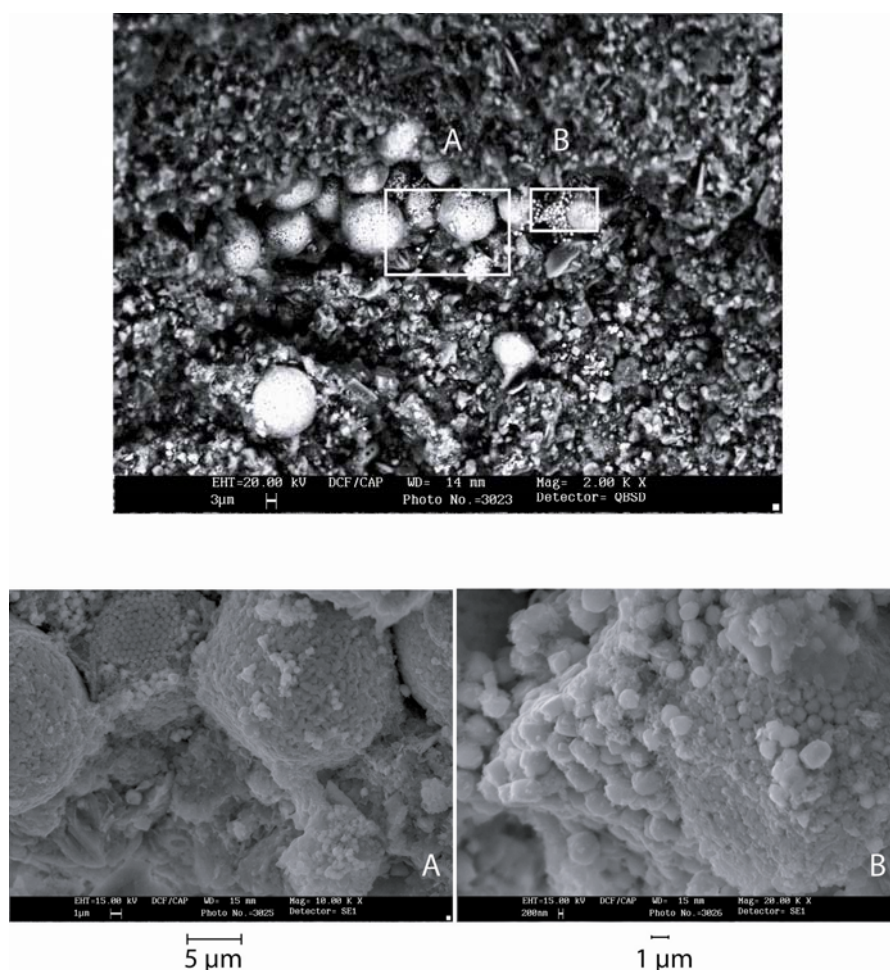
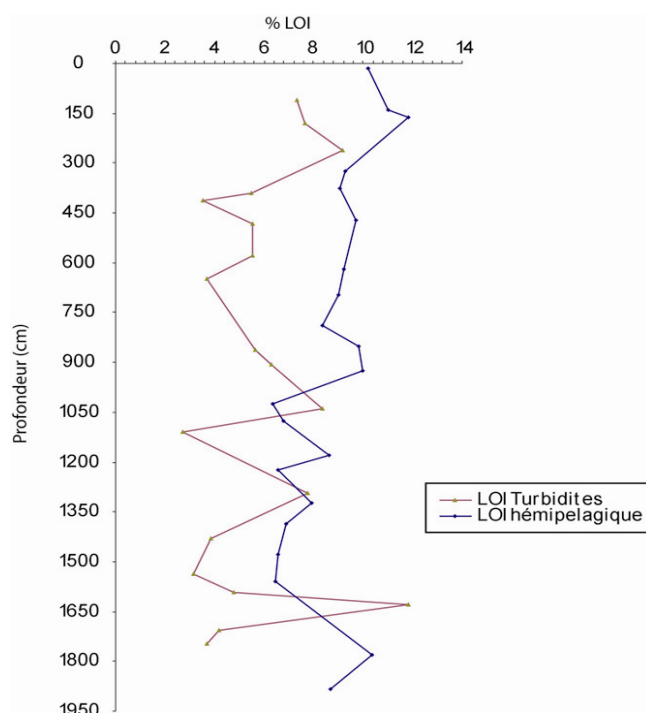


Figure 4.28 : Photos prises au MEB montrant les framboïdes de sulfures en rétrodiffusion (en haut) avec deux agrandissements en « naturel » (A et B) montrant des framboïdes bien formés et des cristaux dispersés.
SEM pictures of sulphurs framboids. A and B are enlargements showing framboids and more dispersed sulphur crystals.



5. Matière organique

Nous avons mesuré le taux de matière organique dans la carotte MD01-2477 par perte au feu (LOI). 40 échantillons ont été prélevés dans les sédiments lacustres et marins, dans des niveaux grossiers et des niveaux silto-argileux. Les résultats sont présentés figure 4.29.

Figure 4.29 : % de MO contenu dans les 40 échantillons prélevés dans la carotte 2477.
% of organic matter of the 40 samples of 2477 core.

La LOI révèle un contenu de matière organique (MO) important, avec des valeurs comprises entre 2% et 12%. Dans les sédiments lacustres, le taux moyen de MO est de l'ordre de 6,4% alors qu'il est proche de 8% dans les sédiments marins. Dans le détail, si la valeur du taux de MO dans les sédiments lacustres est en moyenne plus importante dans les niveaux fins que dans les intervalles grossiers, les valeurs de MO les plus fortes sont observées dans certains niveaux sableux. Ce résultat est confirmé par l'observation visuelle des carottes et implique un processus de conservation de la MO dans les turbidites « lacustres » plus important que dans la sédimentation marine. Dans les sédiments marins, le taux de MO est toujours plus important dans les intervalles silto-argileux que dans les niveaux grossiers.

Nos résultats sont proches de ceux de Poulos et al. (1996a) qui donnent des valeurs de l'ordre de 6% à 7%.

Les résultats de pyrolyse Rock Eval (Rohais, pers. comm., figure 4.30) sur 6 échantillons de la carotte 2477 indiquent un taux de carbone organique total (TOC) de l'ordre de 5% à 6% en masse. Du fait de la présence importante de matière organique d'origine continentale plus ou moins oxydée, l'indice oxygène est très important (IO = 40 à 50) pour un indice hydrogène faible (IC < 10). Tmax, indicateur de la maturation de la matière organique, est comprise entre 380°C et 460°C.

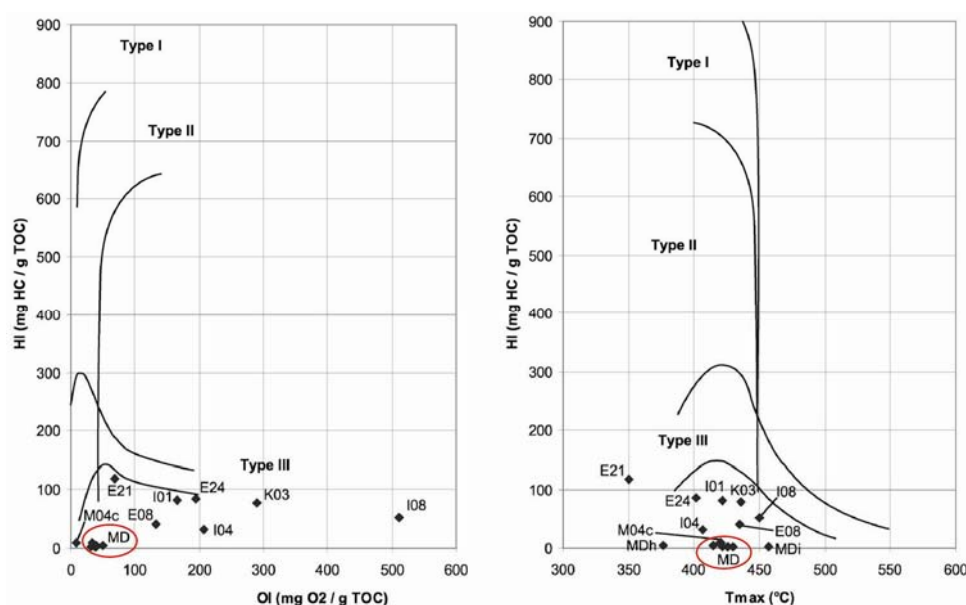


Figure 4.30 : Résultats de pyrolyse Rock Eval sur des échantillons de la carotte 2477 (Rohais comm. pers).
Rock Eval pyrolysis results for some samples of core 2477.

6. Taux de carbonates

Le taux de carbonates est déduit de la microgranulométrie laser (Trentesaux et al., 2001 voir chapitre 2). La valeur du taux de carbonates est de l'ordre de 30% dans les intervalles grossiers tant dans les sédiments lacustres que marins alors que les sédiments fins sont beaucoup plus carbonatés (50 % à 70 %). La valeur moyenne du taux de carbonates dans les sédiments fins lacustres est supérieure à 65% alors que dans les sédiments marins elle est de 45%. Ces valeurs sont comparables à celles déterminées par Poulos et al (1996) sont comprises entre 30 %et 60%. La comparaison entre les spectres granulométriques avant et après décarbonatation indiquent que les particules argileuses

présentes dans les niveaux fins sont exclusivement de taille argileuse (micrite). Dans les intervalles grossiers, la fraction carbonatée est représentée par des grains plus grossiers, détritiques (comme nous l'avons également vu dans les frottis).

E. Approche des processus de dépôt par l'étude texturale des sédiments

Dans cette partie, nous nous attacherons à décrire les processus de dépôt du point de vue de la texture sédimentaire.

1. MD01-2479

Nous avons effectué des mesures à basse résolution dans la carotte MD01-2479 (figure 4.31) avec une mesure tous les 3 à 5 cm. Nous avons ensuite étudié plus précisément deux niveaux grossiers.

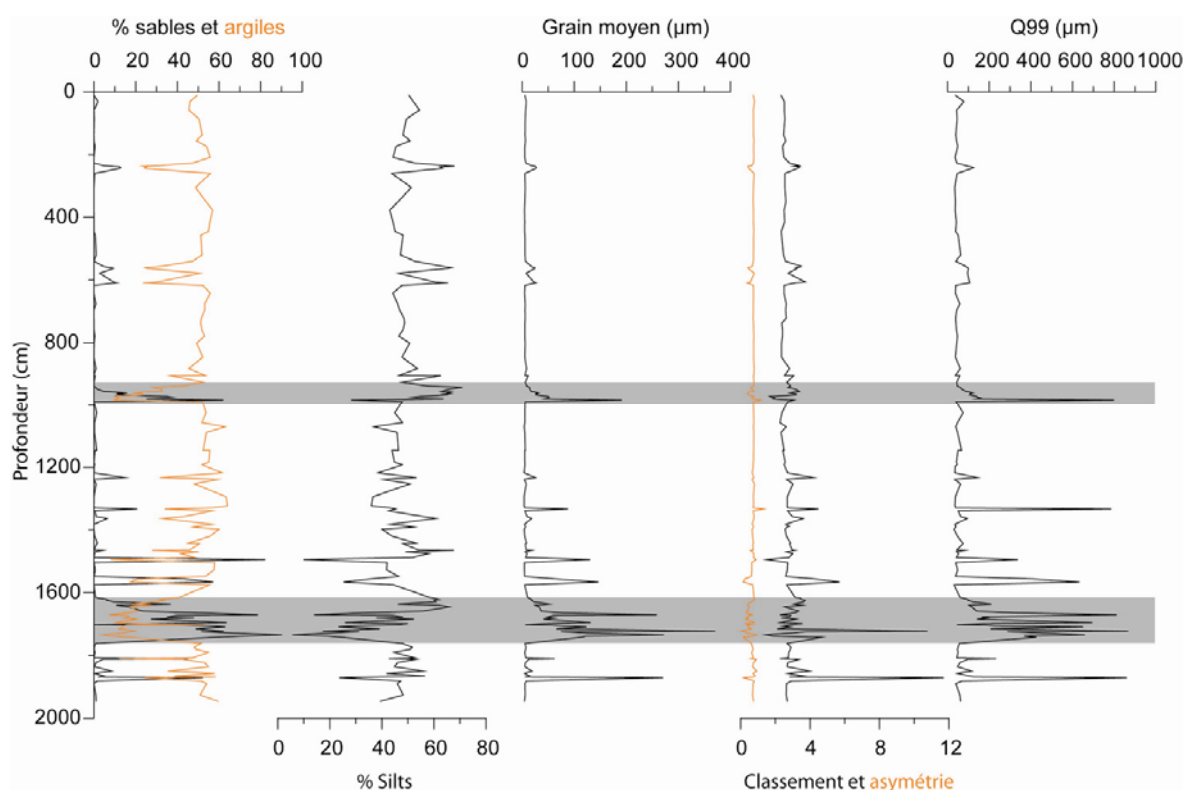


Figure 4.31 : Paramètres texturaux de la carotte 2479. Les bandes grises correspondent aux niveaux analysés par la suite.

Textural parameters of core 2479. Grey stripes correspond to levels studied hereafter.

Les intervalles fins ont une granulométrie correspondant aux silts très fins, avec un grain moyen compris entre 5 et 7 μm et correspondent le plus souvent à un mélange silto-argileux équiproportionnel. Les intervalles grossiers sont dominés par les sables, bien qu'une fraction silteuse puisse contribuer pour 15% à 40%. Le grain moyen peut atteindre 400 μm alors que le Q99 peut atteindre plus de 800 μm . Le classement général est en moyenne supérieur à 2 et se détériore fortement dans les intervalles grossiers, à l'exception notable de l'intervalle grossier à 10 m de profondeur et de la base de l'unité située à environ 18 m de profondeur (figure 4.31). Ces niveaux sont caractérisés par un contenu quasi exclusif en particules sableuses et le Q99 atteint ses valeurs

maximales. L'asymétrie diminue logiquement dans les intervalles grossiers, indiquant une contribution de particules fines aux niveaux les plus grossiers.

Les deux niveaux grossiers particulièrement notables dans la carotte 2479 (18 m et 10 m) sont caractérisés par une décroissance progressive de la taille des grains alors que les autres niveaux grossiers sont identifiés par des pics de matériel grossier immédiatement surmontés par des sédiments fins.

En remplaçant les valeurs de médiane et de Q99 dans le diagramme de Passega (figure 4.32), on observe que les deux niveaux évoqués ci-dessus correspondent à des environnements de haute énergie où le transport est peut être dominé par la traction. Nous interprétons donc ces deux niveaux comme des dépôts de turbidite « classique » au sens où il semble y avoir un *continuum* entre les bases grossières et les sommets fins des séquences.

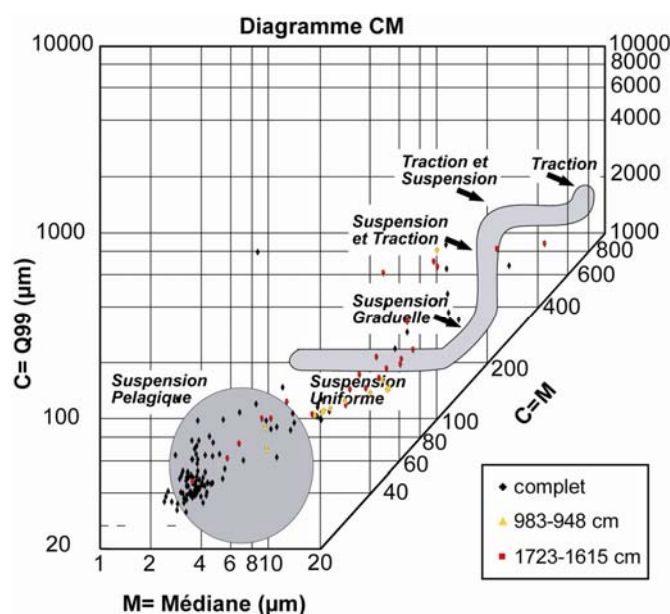


Figure 4.32 : Diagramme de Passega pour les sédiments de la carotte 2479.
Passega diagram of sediments from 2479 core.

Le premier type de dépôts observés dans la carotte 2479 est caractérisé par une base grossière (sables) à contact érosif et un membre supérieur plus épais et de granulométrie fine. La base peut être massive ou laminée, les laminations étant présente dans les dépôts de granulométrie plus fine (sables fins à silts grossiers). Le contact entre la base et le sédiment fin est également très net, paraissant parfois même érosif. Ces sédiments sont de couleur marron sombre avec une transition progressive vers des couleurs beiges plus claires correspondant à la sédimentation hémipélagique. Cette différenciation est cependant difficile pour la majorité des dépôts (figure 4.33). Ce dépôt pourrait correspondre aux dépôts d'homogénite. Le terme basal résulterait d'un courant de densité concentré.

Nous allons à présent illustrer les différents types de dépôts observés dans la carotte 2479 à partir de leurs propriétés texturales.

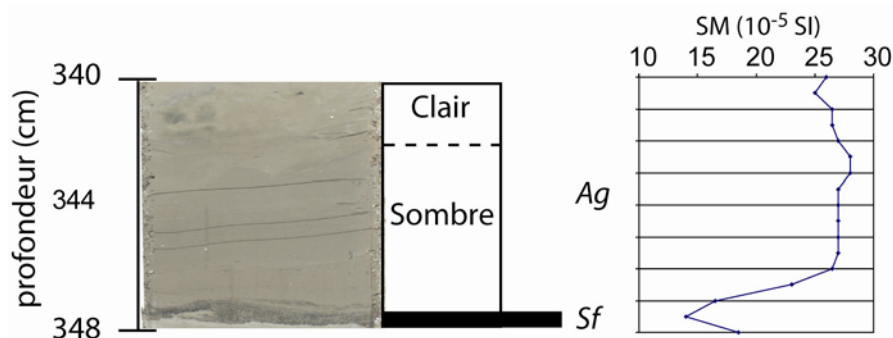


Figure 4.33: Dépôt supposé d'homogénite dans les sédiments de la carotte 2479. Nous comparons la granulométrie avec l'évolution de la susceptibilité magnétique. Sf : sable fin, Ag : argiles
Supposed homogenite deposit in core 2479. We also compare grain size and magnetic susceptibility. Sf : fine sand, Ag : clays.

La différenciation entre les sédiments associés au dépôt supposé d'homogénite et la sédimentation hémipélagique composant le « bruit de fond sédimentaire » n'est pas évidente et l'évolution des valeurs de susceptibilité magnétique peuvent contribuer à cette différenciation. On observe sur la figure 4.33 des valeurs de SM faibles au niveau de la base de la carotte, liées à la granulométrie grossière et à la nature des sédiments (quartz et carbonates). La valeur augmente ensuite dans les sédiments fins en liaison avec les minéraux argileux. Le passage aux sédiments fins plus clairs est marqué par une faible diminution de la SM (liée à une augmentation relative des carbonates micritiques par rapport aux phyllites).

Intervalle 985-926 cm

Le premier intervalle de la carotte 2479 que nous avons étudié en détail se situe dans la section VII. Nous avons effectué une mesure de granulométrie tous les centimètres entre 985 et 957 cm et tous les 4 cm dans les sédiments plus fins entre 956 cm et 926 cm. La base de l'unité est grossière avec une valeur de grain moyen de 130 μm et un mode à 350 μm (figure 4.34, A). Le classement est mauvais ($S_o = 4$), et l'asymétrie indique une contribution importante des particules grossières au spectre granulométrique. Entre 984 cm et 970 cm, les paramètres texturaux indiquent une forte diminution de la taille des particules avec un grain moyen compris entre 40 et 50 μm (mode et médiane à 50 μm). Le classement est meilleur, surtout dans la partie supérieure de l'unité (1,8 en moyenne) alors que l'asymétrie reste forte. Au-dessus de ces sédiments, on note une petite unité de granulométrie plus faible, mais très mal classée et avec une contribution de particules plus fines que le mode (40 μm). Le contact inférieur de cette unité avec les sédiments sus-jacents semble marqué. Entre 967 cm et 957 cm, les sédiments sont caractérisés par un grain moyen constant de 30 μm , avec un mode à 50 μm . Ces sédiments sont mal classés et montrent une contribution plus importante des sédiments fins (asymétrie à 0,4). L'unité supérieure est caractérisée par une décroissance des paramètres de taille de 25 μm à 6 μm . Si le classement reste compris entre 2,5 et 3,5, l'asymétrie varie brusquement indiquant une forte contribution grossière aux sédiments silteux. Ce découpage se retrouve au niveau de la susceptibilité magnétique (figure 4.34, A), qui augmente entre la base et le sommet de la séquence étudiée. Les sédiments grossiers et bien triés ont une susceptibilité faible alors que les sédiments fins ont des valeurs de SM plus élevées. Cette observation confirme que le magnétisme de cette séquence est porté par les phyllites. La diminution de la valeur de SM au sommet de la section étudiée est liée à la présence plus marquée de carbonates (figure 4.34).

Chacune des unités que nous avons définies est identifiée sur le graphique « classement-asymétrie » (figure 4.34 B). L'unité 984 - 970 cm est caractérisée par une forte fluctuation des paramètres granulométriques indiquant une dynamique de sédimentation agitée. L'unité 969 cm - 968 cm constitue un niveau bien individualisé et le passage à l'unité 967 cm - 957 cm est également très marqué. Cette unité ne présente pas les mêmes fluctuations que l'unité 984 cm - 970 cm. L'unité sommitale est clairement séparée de l'unité sous-jacente. Malgré une distribution granodécroissante, typique d'un dépôt unique de courant de turbidité, la séquence que nous avons étudiée correspond vraisemblablement au dépôt de plusieurs écoulements gravitaires comme en témoigne l'évolution complexe du chemin « classement-asymétrie » (figure 4.34 B).

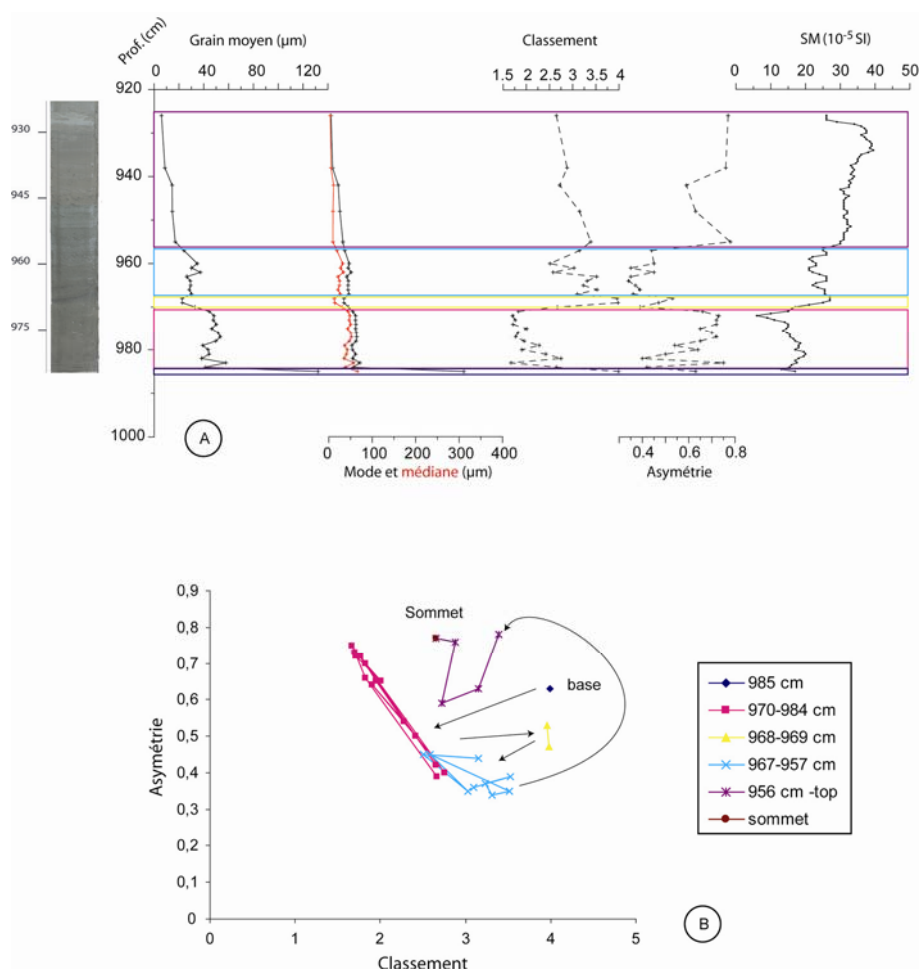


Figure 4.34 : Evolution des paramètres texturaux et de la susceptibilité magnétique dans l'intervalle 985 cm – 926 cm de la carotte 2479 (A) et diagramme « classement-asymétrie » (B).

Evolution of textural parameters and magnetic susceptibility in the 985 cm -926 cm interval of core 2479 (A) and skewness-sorting diagram (B).

Intervalle 1725 cm – 1615 cm (figure 4.35)

Cet intervalle est le deuxième niveau que nous avons étudié en détail. La base de l'unité est érosive avec une granulométrie très grossière (cailloutis). La portion que nous avons analysée présente des stratifications non définissables à l'œil nu. Nous avons caractérisé la transition entre cette unité grossière, d'épaisseur métrique, avec les sédiments fins qui se sont déposés par dessus, ainsi que le lien entre l'évolution de la granulométrie et la susceptibilité magnétique.

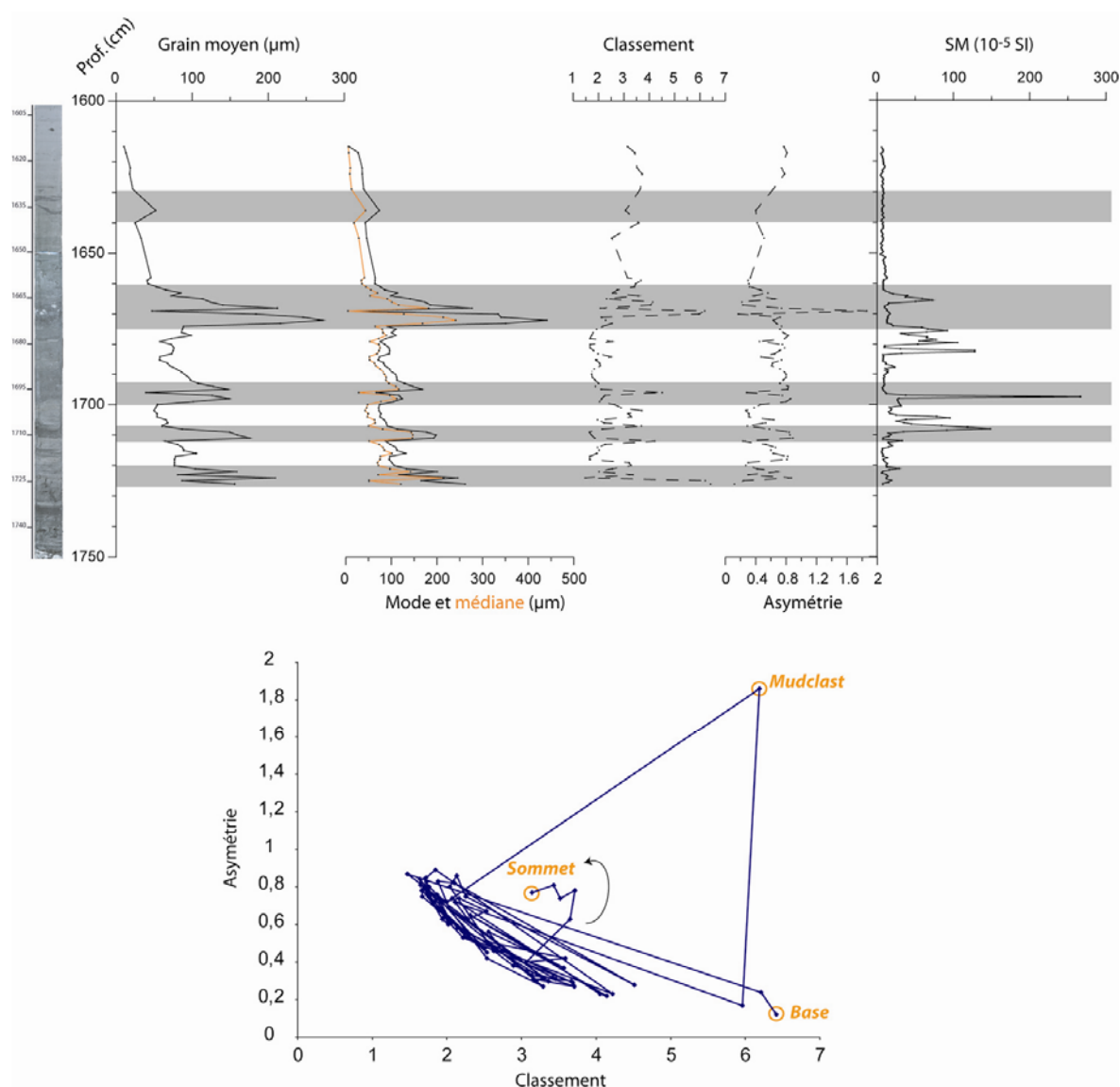


Figure 4.35 : Evolution des paramètres texturaux et de la susceptibilité magnétique de la séquence étudiée (haut).
En bas : diagramme classement-asymétrie.

Evolution of textural parameters and magnetic susceptibility of the studied sequence (A). B : sorting-skewness diagram.

Entre 1750 cm et 1660 cm, les sédiments sont silteux à silto-sableux à l'exception de quatre niveaux sableux (grain moyen atteignant 300 μm et mode atteignant 450 μm). Le classement est de l'ordre de 2 à l'exception des niveaux les plus fins où la valeur dépasse 4, notamment à 1670 cm (présence des mudclasts). L'asymétrie évolue globalement en opposition de phase avec le classement. Entre 1660 cm et le sommet de la section étudiée, la taille des grains décroît jusqu'aux silts fins (grain moyen à 10 μm). Asymétrie et classement évoluent alors en phase.

On note un ultime niveau sableux à 1635 cm (grain moyen, mode et médiane supérieurs à 65 μm).

Les contacts supérieurs et inférieurs des cinq niveaux grossiers sont nets et l'on peut observer au moins deux niveaux grossiers à la base de l'ensemble du dépôt grossier dont nous venons d'étudier une partie. Le diagramme « classement-asymétrie » révèle la complexité de la dynamique de dépôt des sédiments grossiers (figure 4.35). Les sédiments fins se détachent de manière claire avec un chemin anti-horaire entre ceux-ci et les particules grossières. Dans le diagramme de Passega, les points

sont logiquement répartis dans les domaines de « suspension et traction » à « suspension uniforme » pour finir progressivement dans le domaine des « suspensions pélagiques ».

Contrairement à la séquence étudiée précédemment, la susceptibilité magnétique ne montre pas ici de relation particulière avec la granulométrie. Les pics de SM correspondent probablement à la néoformation de sulfures.

La séquence que nous avons étudiée révèle une dynamique de dépôt complexe avec des changements de régime d'écoulement au cours du temps. La présence de « mudclasts » à 1670 cm de profondeur indique un écoulement laminaire. De fait, l'ensemble des niveaux grossiers correspond à des dépôts successifs (assimilables aux termes Ta de la séquence de Bouma) qui se terminent par le dépôt progressif de sédiments de plus en plus fins.

Ces écoulements gravitaires sont caractéristiques d'écoulements liés à des ruptures sédimentaires (d'origine co-sismique ou non) sur des pentes nourries. Notre séquence a ceci de particulier que les écoulements denses concentrés semblent rapprochés dans le temps : d'une part on n'observe pas de dépôt fin immédiatement au dessus de chaque niveau sableux et d'autre part, les courants concentrés sont érosifs (Mulder et Alexander 2001, Gervais et al., 2006). Enfin l'hypothèse d'un courant hyperpycnal, si elle paraîtrait justifiée par l'augmentation de la taille de grains au cours du temps (Mulder et al., 2001a) semble peu probable du fait de la répétition rapprochée des niveaux grossiers et de la faible épaisseur de l'ensemble de l'unité.

En addition de ces dépôts d'écoulement gravitaire, on note la présence d'un slump entre 1240 et 1320 cm.

Afin de compléter nos observations, nous avons effectué des mesures texturales à haute résolution de sédiments de la carotte 2477.

2. MD01-2477

Deux types d'intervalles ont été échantillonnés à la fois dans les sédiments lacustres et les sédiments marins : des intervalles à base érosive, à terme grossier sableux sans granoclassement, mais avec parfois des stratifications et des niveaux à granoclassement progressif globalement décroissant comparable aux deux séquences étudiées précédemment.

Dans la figure 4.36, nous présentons les caractéristiques texturales et magnétiques des unités à bases grossières massives/stratifiées et contact net avec les sédiments fins sus-jacents. On observe que la granulométrie à la base de ces unités, marine et lacustre, est majoritairement de taille silteuse expliquant un grain moyen de 65 μm dans l'unité marine et un mode de 71 μm dans la séquence lacustre. La granulométrie de l'unité lacustre que nous avons étudiée présente des laminations évidentes alors que ce n'est pas le cas de la séquence marine. Dans les deux unités, les sédiments silteux sont également mieux classés que les sédiments sableux et argileux. La séquence marine montre une valeur plus faible de SM dans l'unité grossière alors que la valeur est plus importante dans les sédiments silto-argileux de l'unité supérieure (comme nous l'avons déjà observé dans les sédiments marins de la carotte 2479). Dans la séquence lacustre, la SM augmente dans le terme grossier par néoformation de greigite. Les chemins « classement-asymétrie » suivent la même tendance antihoraire que dans les deux séquences étudiées précédemment.

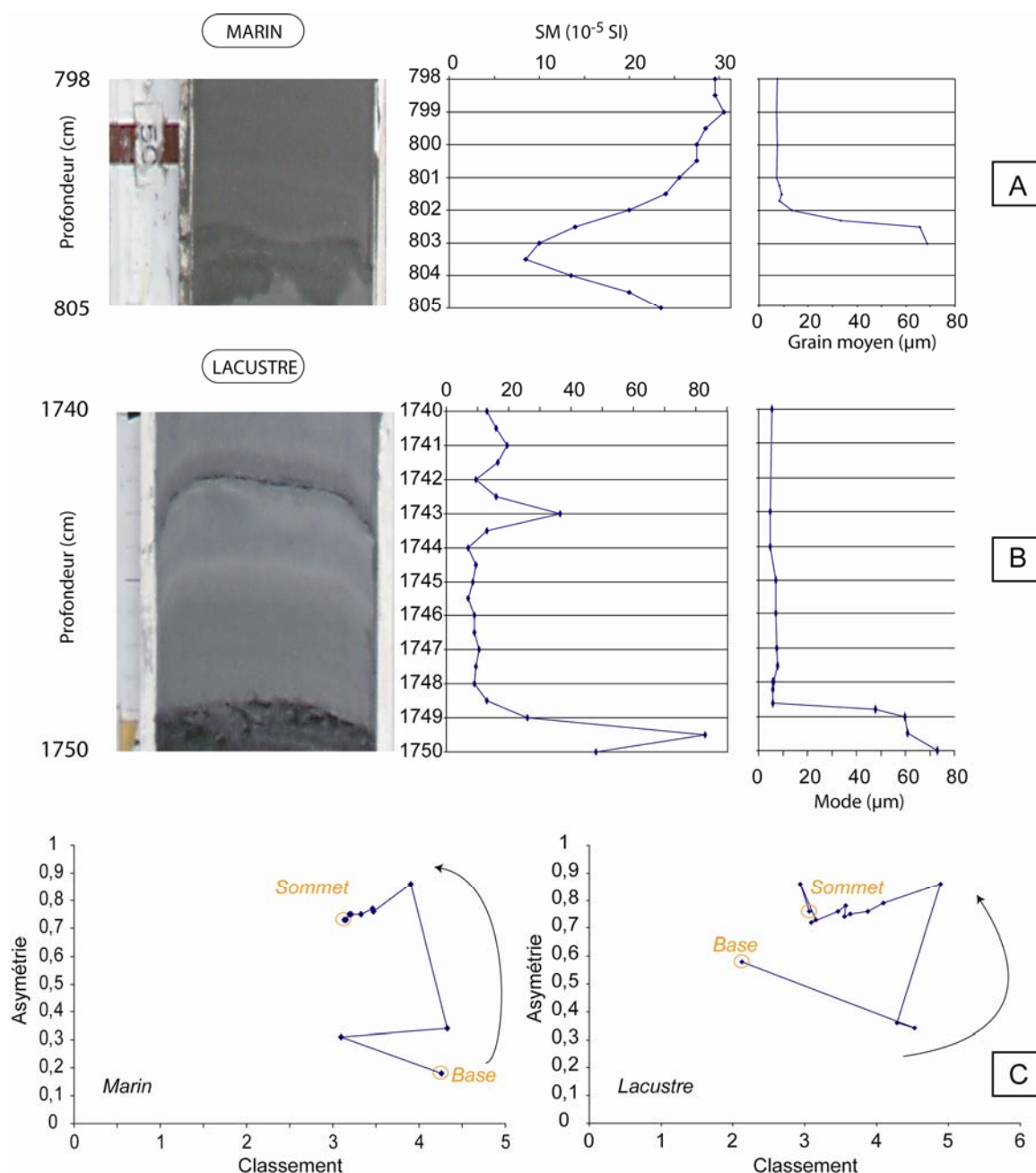


Figure 4.36 : Variations des paramètres texturaux et magnétiques de deux séquences sédimentaires de type « homogénite » de la carotte 2477, l’une marine (A), l’autre lacustre (B) et chemins « classement-asymétrie » pour ces deux unités (C).

Variations of textural and magnetic parameters of two sedimentary homogenite-type units of core 2477. A: marine sequence, B: lacustrine sequence and “sorting-skewness” pathway(C).

Voyons à présent les caractéristiques texturales d’une séquence marine et d’une séquence lacustre présentant une évolution granulométrique apparemment plus progressive (et comparable aux séquences sédimentaires de la carotte 2479 que nous avons étudiées). Les résultats obtenus sur les deux séquences sont présentés dans la figure 4.37.

On observe que la granularité des bases de séquences est importante avec des grains dont la taille moyenne correspond aux sables grossiers. Dans la section marine, le grain moyen dépasse 300 μm alors qu’à la base de la séquence lacustre, le grain moyen est de l’ordre de 200 μm (figure 4.37 A et B). Concernant la relation entre la taille des grains et la susceptibilité magnétique, on note une

augmentation de la valeur de SM lorsque le grain moyen décroît, indiquant une augmentation relative de la proportion de phyllites par rapport aux minéraux diamagnétiques.

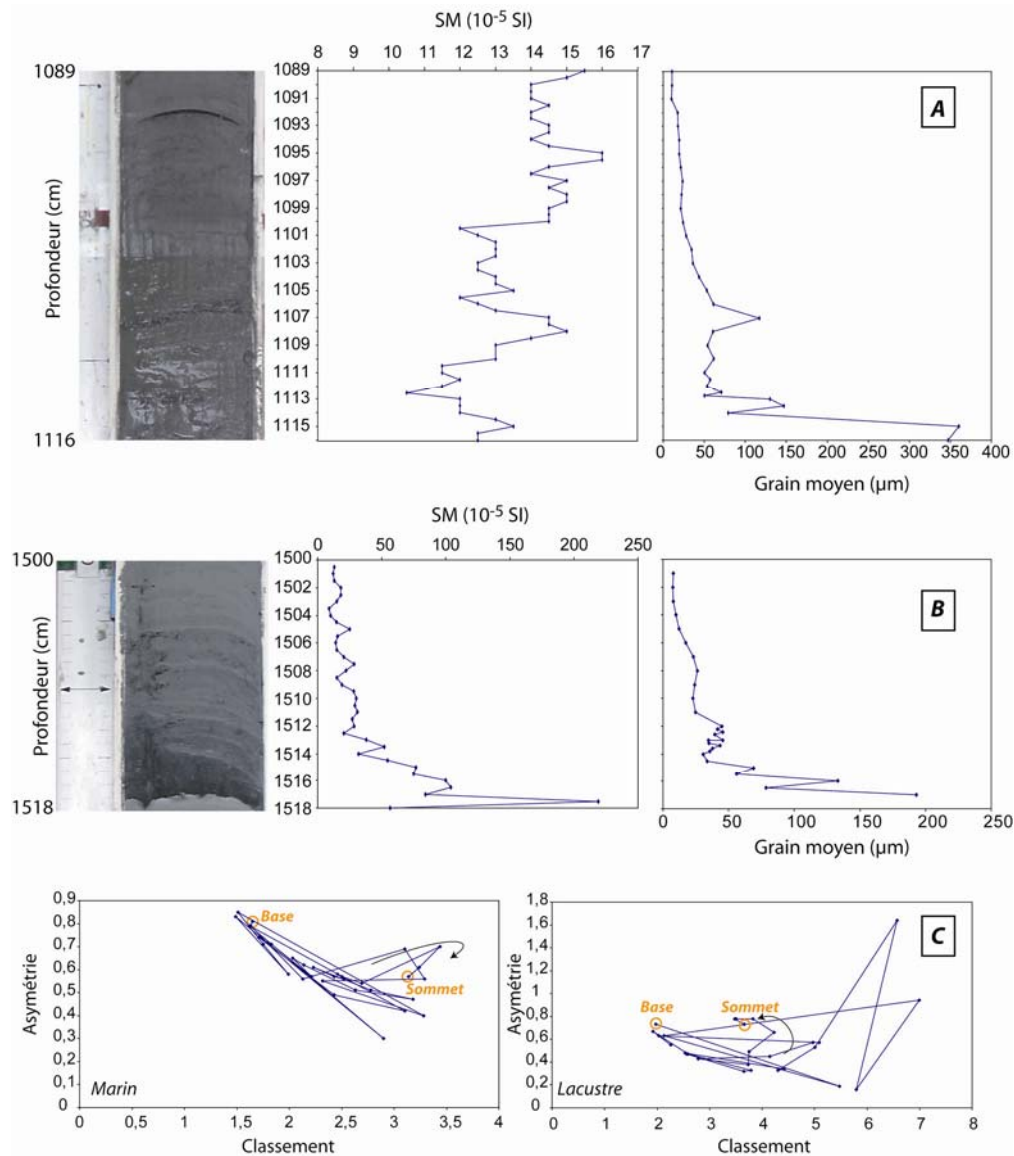


Figure 4.37 : Variation des paramètres texturaux et magnétiques de deux séquences sédimentaires à évolution progressive de la granulométrie de la carotte 2477 (A : marin, B : lacustre). En C : chemins classement-asymétrie.

Variations of textural and magnetic parameters of marine (A) and lacustrine (B) sequences where grains size gradually evolves. C: "skewness-sorting" pathways.

L'évolution des chemins « classement-asymétrie » pour les deux séquences présente des similarités mais également des différences. La base grossière des séquences étudiées présente des variations importantes impliquant une dynamique complexe de mise en place. Le passage aux sédiments fins du sommet de la séquence marine est brusque et se déroule suivant un chemin horaire alors que dans la séquence lacustre il se déroule suivant un chemin anti-horaire.

3. Conclusions sur les mécanismes de dépôt.

Plusieurs mécanismes de dépôt (identiques dans les deux carottes étudiées) sont envisagés : homogénite classique avec un terme basal grossier laminé ou non, mais massif, correspondant à un dépôt de courant de densité (hyper-)concentré puis le dépôt d'une unité fine correspondant probablement à une suspensions hyperdense potentiellement surmontée de sédiments hémipélagiques. Les termes basaux sont le plus souvent silto-sableux (silts grossiers / sables fins) à fréquents débris coquilliers indiquant une origine de plateforme. Nous pensons que ces dépôts sont initiés en courant de turbidité (probablement amorcé par un slump sur la plateforme externe Nord ou la pente). L'oscillation de la masse d'eau (seiche) a comme effet premier la re-concentration des particules grossières (sous forme de grainflow) par écoulement laminaire alors que les particules silto-argileuses sont mélangées dans un nuage turbulent dense. La turbulence de ce nuage est entretenue par l'effet de seiche et lorsque l'énergie devient trop faible, le nuage silto-argileux (correspondant donc à une suspension hyperdense) se dépose rapidement. Les argiles les plus fines peuvent néanmoins rester en suspension et se déposer plus tardivement et s'ajouter à la sédimentation hémipélagique.

A la différence des modèles classiques (e.g. Mulder et Alexander, 2001), le dépôt d'homogénite double l'écoulement gravitaire *s.l.* de l'agitation du milieu dans lequel il se déplace (effet de seiche) et qui entraîne ici un tri dynamique des particules en fonction de leur taille dans des régimes d'écoulement différents (écoulement laminaire vs turbulent). Une étude mécanique devrait être entreprise afin d'appliquer le modèles de tri liés aux tempêtes (Lamb et Parsons 2005, voir chapitre 2) et les modèles classiques de courants gravitaires.

En addition à ce dépôt d'homogénites, d'autres dépôts sont identifiés dans l'archive sédimentaire du Golfe de Corinthe. Ils sont caractérisés par une base grossière allant des sables moyens aux cailloutis et par une grano-décroissance progressive entrecoupée d'une ou plusieurs passées grossières plus ou moins érosives. Ce sont des dépôts complexes car ils témoignent de plusieurs phases d'apport rapprochées. Ces dépôts sont d'une manière générale caractérisés par des sédiments plus grossiers que les bases d'homogénites. Les régimes hydrodynamiques (concentration et interaction entre les grains) sont différents et, malgré un certain tri granulométrique, ces dépôts ne présentent pas de terme sédimentaire évident de suspension hyperdense. L'importance des grains de grosse taille entraîne la formation d'écoulements majoritairement laminaires. L'augmentation de la taille des grains dans la séquence pourrait faire penser à des dépôts de courants hyperpycniaux (Mulder et al., 2001a), mais le fait que la base de chaque séquence soit caractérisée par les grains les plus grossiers infirme cette hypothèse. Les chemins classement-asymétrie, comparables à ceux obtenus pour les séquences de type homogénite semblent enfin valider notre interprétation.

Les séquences d'homogénites sont en moyenne moins épaisses que les séquences d'écoulement concentré *s.s.* L'épaisseur de ces dernières est contrôlée par le nombre de phases d'apport sédimentaire.

Dans un cas comme dans l'autre, les caractéristiques granulométriques indiquent un écoulement complexe dérivant d'une déstabilisation de pente et non pas de courant hyperpycnal associé à des crues. Alors que les homogénites signent le plus probablement une origine sismique, les autres dépôts peuvent avoir été engendrés par une déstabilisation liée à la charge sédimentaire autant qu'à l'activité sismique.

Nous avons vus précédemment que la différenciation entre les sédiments fins associés à l'homogénite (suspension hyperdense) et les sédiments hémipélagiques était parfois difficile notamment à cause du

nombre de séquences grossières observées par mètre de carotte mais également car une partie importante des sédiments remobilisés sont eux-mêmes hémipélagiques. Enfin, il faut noter que la carotte 2479 est située dans un domaine intermédiaire entre la pente principale au nord et la bassin profond au sud (et située 40 m plus bas), par conséquent, des phénomènes de vannage ou du transit de particules sans dépôt (« bypassing ») pourraient se produire. Nous ignorons également quelle épaisseur de sédiment est érodée lors des phases d'apport. En assumant un taux de sédimentation des particules hémipélagiques équivalent à celui que nous avons précédemment déterminé pour l'ensemble des carottes (1 mm/an) et un apport sédimentaire dominé par les phénomènes co-sismiques, chaque unité fine en place représenterait 2 et 8 cm pour des séismes de magnitude comprises entre 6 et 6.5 (20 et 80 ans de récurrence d'après Papadopoulos et al., 2003) ou de 1.6 à 10.3 cm pour les récurrences de tsunamis calculées par le même auteur (16, 40 et 103 ans).

Afin de caractériser l'arrangement granulaire des dépôts gravitaires nous avons étudié la fabrique sédimentaire d'échantillons discrets prélevés dans la carotte 2479 à un intervalle moyen de 10 cm. La résolution de l'échantillonnage a été accrue dans quelques niveaux grossiers.

F. Etude de la fabrique sédimentaire et comparaison avec les paramètres texturaux.

Dans cette partie, nous nous attacherons à étudier la fabrique sédimentaire des dépôts observés par AMS et nous discuterons également de l'impact de la formation de sulfures sur nos résultats.

Nous avons analysé 220 échantillons de la carotte 2479 des trois types de sédiments : sédiments grossiers, sédiments fins attribués aux homogénites et sédiments fins supposés hémipélagiques.

Le but de cette étude est également d'étudier l'impact de la dernière transition « lacustre-marin » sur la fabrique sédimentaire.

Les paramètres de linéation, foliation, degré d'anisotropie, forme de l'ellipsoïde ainsi que l'inclinaison des axes K1 et K3 sont présentés dans la figure 4.38. L'ensemble des observations est présenté en annexe (annexes II) où sont placés en regard photo de chaque section, courbe de susceptibilité magnétique et données d'ASM (comparées avec la granularité).

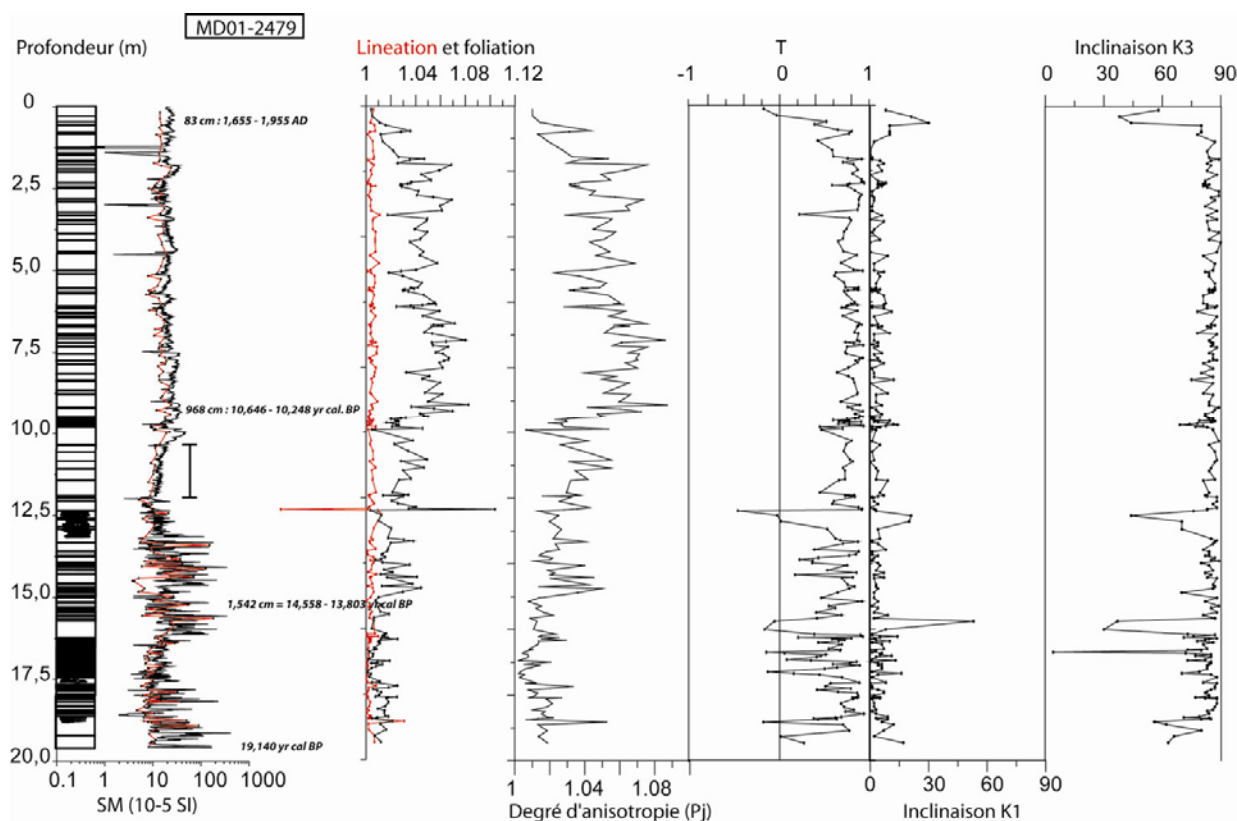


Figure 4.38 : Synthèse des résultats d'ASM. La courbe de susceptibilité magnétique rouge correspond aux résultats obtenus au KLY3.

Synthesis of AMS results. Red MS curve corresponds to KLY 3 values.

Les valeurs de susceptibilité magnétique obtenues au KLY3 sont compatibles avec celles obtenues au capteur de contact Bartington.

Les observations les plus importantes de l'étude de la fabrique sédimentaire montrent des différences importantes entre les environnements marins et lacustres :

Pour les sédiments lacustres :

- Les valeurs de foliation et linéation sont très faibles. La linéation présente des valeurs de l'ordre de 1,01 sur l'ensemble de la carotte alors que la foliation magnétique varie de manière plus importante. La valeur moyenne de F est de 1,015. Entre la base de la carotte et 10 m de profondeur, sa valeur moyenne augmente puis diminue fortement juste avant la transition avec la sédimentation marine.
- Un degré d'anisotropie (Pj) plus faible avec une valeur moyenne de 1,02. La transition entre les deux environnements de dépôt est progressive à l'exception du niveau où Pj chute, qui correspond à un niveau perturbé.
- Le paramètre de forme (T) indique une fabrique aplatie, à l'exception de trois niveaux qui ont une fabrique allongée. La valeur moyenne est de 0,46
- L'inclinaison de l'axe principal K1 est proche de 0° et celle de l'axe K3 est proche de 90°. Ceci correspond à une fabrique sédimentaire naturelle. Les intervalles où T est négatif ont des valeurs de K3 beaucoup plus faibles indiquant une fabrique sédimentaire dite « inverse ».

Pour les sédiments marins, on observe :

- Une forte augmentation de la foliation avec des valeurs moyennes de l'ordre de 1,04. F décroît légèrement dans le premier mètre de sédiments.

- Une forte augmentation du degré d'anisotropie (moyenne 1,04)
- Une fabrique plus planaire ($T = 0,69$ en moyenne)
- La fabrique sédimentaire est normale à l'exception du sommet.

Nous avons pu observer des différences importantes des paramètres d'ASM entre les sédiments marins et lacustres reflétant un changement de dynamique de sédimentation lors des derniers 20 ka. Les deux environnements présentent une fabrique majoritairement aplatie et parallèle au plan de litage typique de tout environnement sédimentaire, à l'exception des trois niveaux signalés précédemment.

La fabrique anormale observée dans le premier mètre de sédiment résulte probablement du processus de carottage, comme cela a déjà été décrit par de nombreux auteurs (e.g. Moreno, 2000).

Les fabriques inverses décrites dans les sédiments lacustres sont plus difficiles à interpréter car plusieurs facteurs peuvent intervenir tels que des changements de minéralogie magnétique, de conditions de dépôt, ou un impact de la bioturbation.

A l'exception de ces trois intervalles, les sédiments lacustres présentent un degré d'anisotropie et une fabrique planaire plus faible. Dans les lacs (stratifiés anoxiques comme c'est le cas ici), la sédimentation est usuellement plus calme qu'un domaine marin et l'impact de la bioturbation peut imprimer des perturbations plus marquées de la fabrique sédimentaire.

La relation entre le paramètre de forme (T) et le degré d'anisotropie (P_j) peut être utilisée pour discriminer les environnements de dépôt (Joseph et al., 1998, figure 4.39). Les turbidites sont caractérisées par des ellipsoïdes aplatis avec des valeurs de P_j élevées ($> 1,05$) alors que les sédiments hémipélagiques, et ceux déposés sous des courants de fond ont des ellipsoïdes également majoritairement aplatis, mais avec des valeurs de P_j plus faibles.

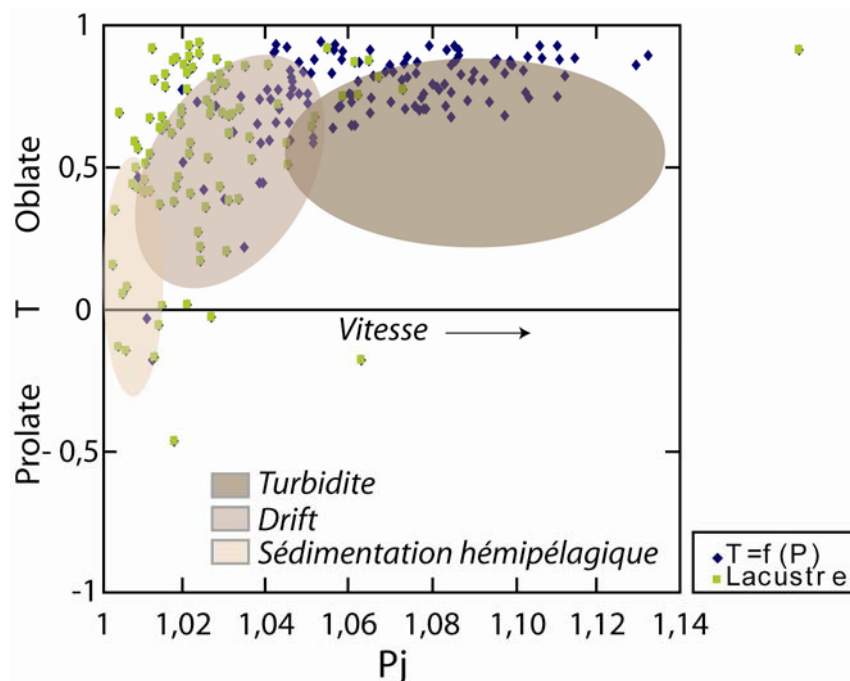


Figure 4.39 : Diagramme de Joseph (Joseph et al., 1998) avec l'ensemble des échantillons.

Joseph diagram (Joseph et al., 1998) with all the samples.

La majorité des points des sédiments lacustres est situés dans le domaine du drift, avec quelques points en domaine hémipélagique alors que les échantillons marins sont majoritairement distribués

dans la zone de turbidite (les 2/3). Les autres points appartiennent au domaine de drift. Dans le détail (et comme nous le verrons par la suite), les points à faible degré d'anisotropie correspondent aux sédiments grossiers. Dans son travail, Joseph s'est intéressé principalement aux sédiments silto-argileux et définit donc ses domaines à partir de granulométries fines. Ainsi, les échantillons enrichis en sables du domaine marin sont situés dans la zone hémipélagique et les sédiments marins grossiers dans la zone de drift. Les faibles valeurs d'anisotropie sont liées à un effet de granularité. Si l'on retire ces points, on observe tout de même que les sédiments fins ne sont jamais distribués dans l'intervalle hémipélagique.

Ce résultat tend à prouver que les sédiments fins se mettent en place dans le cadre de mouvements gravitaires plutôt que par dépôt hémipélagique.

Nous avons vu précédemment que les circulations au fond du Golfe de Corinthe sont d'environ 8 cm/s à 5 m du fond (Poulos et al., 1996). Ce courant est suffisant pour favoriser un arrangement granulaire particulier, quel que soit le processus de dépôt. Les faibles valeurs de P_j des sédiments lacustres pourraient donc être expliquées par un environnement de dépôt plus calme et potentiellement l'activité de la bioturbation au fond du Lac de Corinthe. Cette observation est en outre parfaitement en accord avec la formation de sulfures et la stratification des eaux supposée du lac de Corinthe (du moins sur l'intervalle de temps auquel nous avons accès). La formation du courant de fond dans le Golfe de Corinthe semble actuellement contrôlée par le régime des vents. Si les circulations sont réduites au fond du Lac de Corinthe, cela pourrait indiquer également un régime de circulations atmosphériques différent dans notre zone d'étude au cours du Tardiglaciaire. Cette hypothèse demande néanmoins à être supportée par d'autres études.

Nous allons à présent nous intéresser à des deux séquences sédimentaires (l'une lacustre et l'autre marine) afin de comparer les paramètres texturaux et la fabrique sédimentaire et en tirer des conclusions quand aux processus de dépôt. L'ensemble des figures est présent en annexe II avec le log de chaque carotte, la photo, la courbe de susceptibilité magnétique, une figure présentant les valeurs de linéation, foliation, degré d'anisotropie et les valeurs de grain moyen. On peut enfin observer pour chaque section de la carotte le rapport entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme.

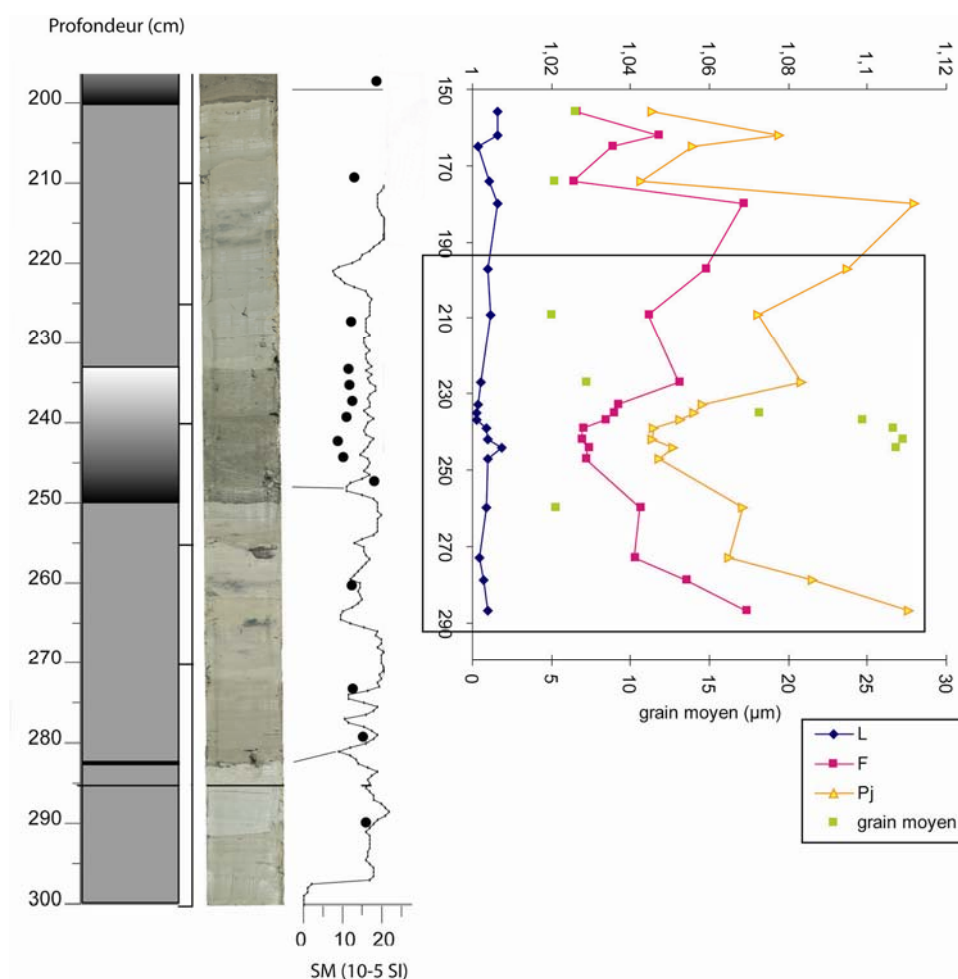


Figure 4.40 : Comparaison des d'ASM et de la granulométrie pour une séquence de la carotte 2479. L : Linéation, F : Foliation, Pj : degré d'anisotropie. Les valeurs les plus faibles sont observées pour les sédiments les plus grossiers.

Comparison between grain size and AMS for sediments of core 2479. L: Lineation, F: Foliation, Pj: anisotropy degree. The weakest values characterize the coarsest grains.

Nous présentons ici les résultats d'ASM sur l'intervalle 300 cm – 150 cm. La première (283-255 cm) comporte quatre mesures. On observe des valeurs de linéation constantes, une diminution de la foliation et de Pj. Les deux premières sont faites dans des sédiments fins de couleur marron sombre avec un Pj supérieur à 1,06 alors que l'échantillon supérieur a été prélevé dans le sédiments beige clair. La valeur du degré d'anisotropie pour ce point est également supérieur à 1,06. Ces résultats indiquent que la fabrique sédimentaire de ces deux types de dépôt est la même. Dans le deuxième unité (255 cm – 210 cm) les contrastes sont plus marqués. Nous disposons de plusieurs mesures de granulométrie d'ASM (figure 4.40). Deux intervalles peuvent être distingués : entre 255 cm et 230 cm, caractérisé par un niveau grossier associé à des minima des valeurs de F et Pj, les sédiments qui reposent sur cette base silto-sableuse sont caractérisés par des valeurs de Pj et F qui augmentent progressivement à mesure que la valeur de grain moyen diminue. Après 230 cm, Pj augmente fortement dans les sédiments fins correspondant à l'homogénite. Une troisième unité est illustrée à partir de 200 cm. L'ensemble de la section est présente dans l'annexes II. Nous n'avons pas représenté toute la séquence ici car nous ne disposons pas d'un échantillonnage assez resserré. L'échantillon présent à 197 cm de profondeur est situé dans les sédiments fins correspondant à la partie fine du dépôt sous-jacent. Cet échantillon est caractérisé par un degré d'anisotropie de l'ordre de 1,10.

Les augmentations du degré d'anisotropie (sur les échantillons de la figure 4.40 ou ceux présents en annexe II) sont dues à des augmentations de la foliation, impliquant un arrangement préférentiel des grains dans une fabrique plutôt plate. Des observations similaires ont été faites en domaine lacustre (Chapron, 1999, Carrillo et al., 2007).

On remarque que les valeurs de P_j les plus faibles correspondent ici au matériel grossier alors que Joseph et al. (1998) attribue les valeurs de P_j les plus fortes aux dépôts de turbidite (i.e. les plus grossiers, correspondant à un milieu de haute énergie). Cette différence est due à la granularité : les auteurs présentent des résultats pour du matériel dont le grain moyen n'excède pas les silts grossiers (avec une contribution importante d'argiles) alors que dans notre cas il s'agit de sédiments sableux voire même de la taille des cailloutis.

Dans cette partie, nous avons vu que les niveaux interprétés comme résultant d'un dépôt instantané (par opposition avec le dépôt hémipélagique) sont caractérisés par une augmentation notable de la foliation magnétique, mais également que la quasi-totalité des sédiments fins se mettent en place par le même processus de dépôt. Ce résultat indiquerait alors que la sédimentation dans le Golfe de Corinthe soit (quasi-)exclusivement contrôlée par la sismicité. Cette hypothèse nécessiterait une étude en continu des variations de la fabrique sédimentaire sur une séquence complète.

Nous avons interprété précédemment les homogénites comme des dépôts de suspensions hyperdenses. L'arrangement des particules dans le nuage de particules fines expliquerait l'augmentation notable de foliation dans ces niveaux.

G. Sismicité

1. Enregistrement des séismes depuis 1955 AD.

Dans un premier temps, nous allons comparer entre elles les premières sections des carottes 2479, 2477 et 2480. L'âge le plus récent de la carotte 2479 étant estimé entre 1650 et 1955 AD (figure 4.41), nous pouvons comparer le nombre d'événements gravitaires observés et le nombre de séismes s'étant déroulés entre 1955 et 2001. L'observation des dépôts permettra potentiellement d'identifier une signature spécifique des séismes dans les carottes de Corinthe, nous permettant enfin d'étudier la récurrence de ces dépôts sur 20 000 ans.

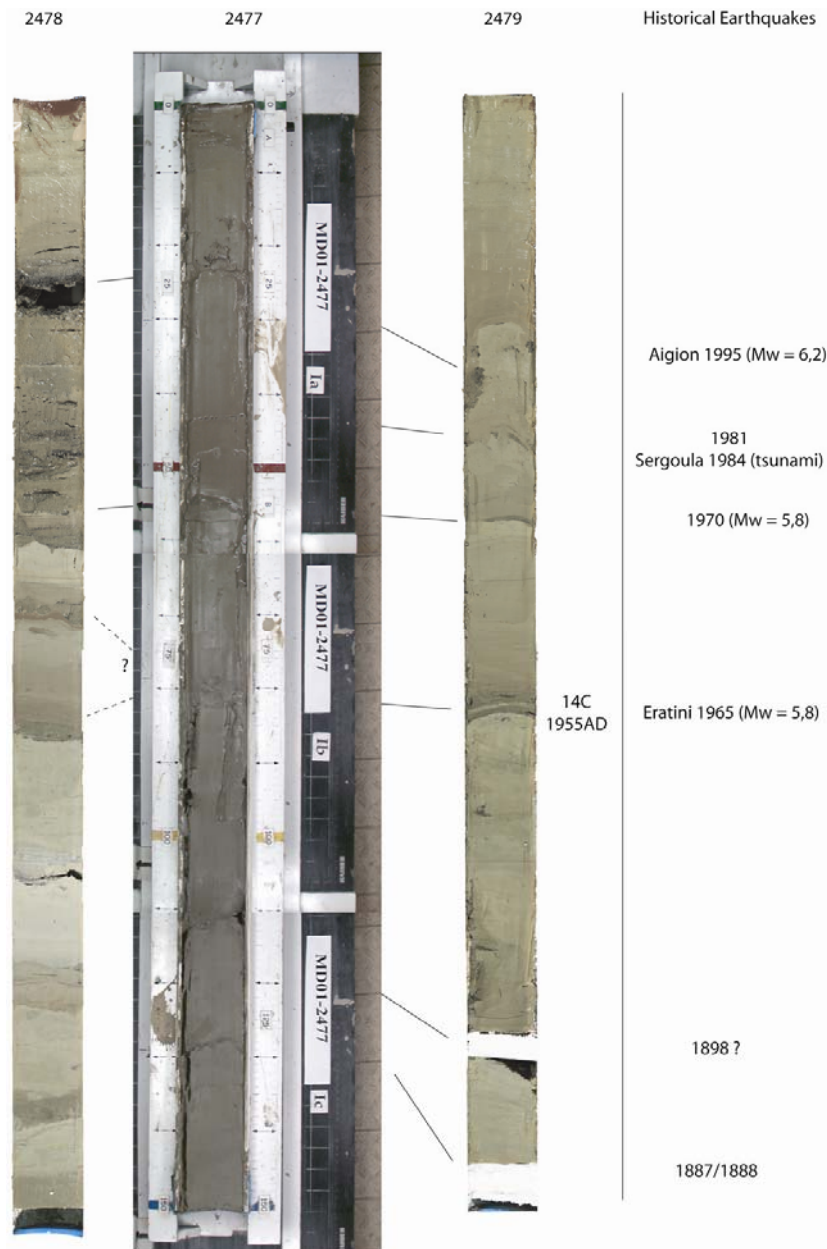


Figure 4.41 : Comparaison entre la première section des carottes 2477, 2478 et 2479. Tous les séismes ayant frappé la moitié NW du Golfe de Corinthe semblent être enregistré. La corrélation entre la carotte 2478 et les deux autres carottes n'est pas évidente.

Comparison between the first section of 2477, 2478 and 2479 cores. All known earthquakes since 1955 AD seem to be recorded. Correlation between 2478 and the two other cores is not obvious.

Le dépôt associé au séisme d'Eratini est caractérisé par une base grossière érosive et sommet tranché avec une unité supérieure fine. Cette base présente des litages entrecroisés comparables à ceux observés par Beck et al. (2007) et Mc Hugh et al., (2006). Dans la carotte 2477, l'âge le plus récent est d'environ 3,4 ka cal. BP (soit -1450 AD) entre ce niveau grossier et le sommet de la carotte on note 14 niveaux grossiers. 17 tsunamis ont été notés depuis -373 AD, mais 13 se sont produits dans la partie Ouest du Golfe dont deux ne sont pas associés à un séisme. Si les carottes n'enregistrent que les dépôts associés aux tsunamis, cela impliquerait que 4 tsunamis ont frappé le Golfe de Corinthe (probablement dans sa partie ouest) entre le IV^{ème} et XV^{ème} siècle BC (aux erreurs de datation près).

2. Récurrence des séismes.

Nous avons vu que les séismes de magnitude $M_s = 5,8$ pouvaient entraîner des effets de seiche dans le Golfe de Corinthe. Tous les séismes depuis celui de 1965 ont entraîné des dépôts. Voyons à présent si les séismes historiques, ayant engendré ou non des tsunamis, ont été enregistrés dans les sédiments.

Dans cette partie, nous nous attacherons à compter le nombre de dépôts grossiers (que nous associons aux séismes) entre chacune des datations dont nous disposons afin de définir un calendrier de l'activité sismique, aux limitations de l'erreur sur les datations, sur le matériel daté (matière organique présent dans les intervalles grossiers) et sur le nombre limité de datations eu égard de l'activité sismique de la zone. Nous nous intéresserons d'abord à la récurrence moyenne sur l'ensemble des carottes puis nous affinerons à la récurrence en période lacustre puis marine pour terminer sur la détermination des intervalles de récurrence entre chacune de nos datations. Les intervalles de récurrence sont donnés par rapport aux âges BP et l'on retire donc les 4 événements identifiés sur la figure 4.41.

Sur l'ensemble de la carotte 2479, nous observons 85 intervalles grossiers et un slump soit 86 évidences de mouvements gravitaires sur 19 000 ans et 110 niveaux grossiers dans la carotte 2477 pour 21 000 ans d'enregistrement ce qui donne un intervalle de récurrence cohérent entre les deux carottes de l'ordre de 200 ans (190 à 220 ans). Si l'on compare à présent la récurrence des dépôts gravitaires dans les sédiments lacustres et les sédiments marins (limite choisie à 13 ka BP), on obtient une récurrence de 220 ans pour la période marine de la carotte 2477 et de 320 ans pour celle de la carotte 2479 contre 150 ans pour la partie lacustre de la carotte 2477 et 140 ans pour la carotte 2477.

A partir des quatre datations dont nous disposons pour la carotte 2479 et des sept de la carotte 2477, nous pouvons décrire des récurrences pour des intervalles plus restreints. Il est difficile de définir tous les niveaux grossiers de la partie lacustre car certains semblent infra-millimétriques. La valeur de récurrence que nous donnerons sera donc (à priori) légèrement surestimée.

Pour la carotte 2479, on observe une trentaine de niveaux grossiers entre 19 ka cal. BP et 14 ka et entre 14 et 10,5 ka cal. BP et enfin 31 à 35 niveaux entre 10,5 ka cal. BP et 1820 AD/130 ans BP. Les intervalles de récurrence sont respectivement de 160 ans, 120 ans et de l'ordre de 300 ans.

Pour la carotte 2477, nous avons la possibilité de définir un cadre mieux contraint. Entre 21 ka cal. BP et 16,7 ka cal. BP les sédiments sont homogènes, aucun niveau grossier (à l'exception du niveau à 16,7 ka n'est observé). Ceci pourrait être dû au fait que l'âge basal (issu de Moretti et al., 2004) ait été mesuré sur sédiment total. Entre 16,7 ka cal. BP et 14,6 ka cal. BP, on observe au moins 27 intervalles grossiers soit une récurrence de 78 ans, entre 14,6 ka cal. BP et 9,5 ka cal. BP l'intervalle de récurrence serait d'environ 118 ans (45 niveaux grossiers identifiés), entre 9,5 ka cal. BP et 6,3 ka cal. BP on observe 37 niveaux grossiers, l'intervalle de récurrence se réduit à 86 ans alors entre 6,3 ka cal. BP et 3,6 ka cal. BP il s'élèverait à plus de 250 ans ! Enfin, 3,6 et 3,4 ka cal. BP on identifie 12 passées sableuses ce qui indiquerait un intervalle de récurrence de 17 ans.

Le slump identifié dans la carotte 2479 indique un glissement dont l'âge serait compris entre 13 ka cal. BP et 13,8 ka cal. BP. Ce dépôt est unique dans l'accumulation sédimentaire de la carotte et pourrait indiquer un séisme important dont l'épicentre n'est pas proche des côtes (pas de tsunami ni de seiche) ou un glissement de pente lié à l'accumulation sédimentaire. Dans les paragraphes précédents, nous avons mentionné deux importants niveaux grossiers dans la carotte 2479 (environ 10 m de profondeur

et entre 18 et 16 m). Le niveau le plus ancien n'est apparemment pas présent dans la carotte 2477. Son âge est compris entre 14 et 19 Ka cal. BP. Le niveau le plus récent est identifié dans les deux carottes et nous disposons de deux datations qui indiquent un âge d'environ 10 ka cal. BP.

Si l'on considère que la totalité des niveaux grossiers sont associés à la sismicité de la partie ouest du Golfe de Corinthe, nos résultats indiquent plusieurs faits. Premièrement, la sismicité semble plus forte lorsque le niveau marin est bas et que la sédimentation est lacustre. Il est probable que, comme le propose Perissoratis et al. (2000) lors des bas niveaux, les sédiments accumulés sur les pentes soient plus sujets à des mouvements gravitaires. D'autre part, on remarque que le nombre de niveaux grossiers entre les deux carottes sont très différents et que les intervalles de récurrence ne sont pas du même ordre (ceux de la carotte 2477 étant plus courts). Ceci impliquerait que la carotte 2479 enregistre préférentiellement les séismes se produisant dans la zone Nord Est du Golfe (e.g. 1965) alors que la carotte 2477 enregistre également les apports issus de la marge Sud du Golfe. Notons que la carotte 2477 est située dans une position plus centrale que la carotte 2479, mais également à une profondeur plus importante. On note enfin que les intervalles de récurrence sont souvent en accord avec ceux proposés par Papadopoulos (2003) que ce soit pour les tsunamis ou pour les séismes de forte magnitude ($M_s > 6$).

Au niveau des points communs entre les deux carottes, on note particulièrement des intervalles de récurrence similaires pour la période 14 ka cal. BP à 10 ka cal. BP avec une valeur de l'ordre de 120 ans.

Enfin, nous proposons que les deux niveaux grossiers traduisant des apports polyphasés présents dans la carotte 2479 (à 16 m et 10 m) soient les témoins de l'activité de la faille d'Antikyra et/ou d'une crise de sismicité de la zone Nord-Ouest qui expliquerait les plusieurs phases d'apports sédimentaire consécutives. Cette proposition reste éminemment hypothétique dans le sens où nous n'avons pas d'arguments extérieurs (tels que des études paléosimologiques sur des analogues à terre indiquant une migration de la déformation ou la datation d'escarpements de failles sous-aquatiques).

H. Conclusions du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons cherché à caractériser les processus de dépôt se déroulant dans le bassin profond du Golfe de Corinthe par l'étude comparée de deux carottes sédimentaires, longues d'une vingtaine de mètres et s'étendant du Tardiglaciaire à l'actuel.

Une première approche a consisté à caractériser les sédiments par leur nature et étudier les variations des différents composants au cours du temps afin de mettre en évidence les changements environnementaux ici contrôlés par l'eustatisme (comme c'est le cas dans d'autres bassins méditerranéens tels que la Mer de Marmara). Le Golfe de Corinthe est la zone la plus sismique d'Europe, de nombreux tsunamis ont été décrits et documentés depuis le IV^{ème} siècle avant JC. Dans un deuxième temps, nous nous sommes intéressés aux processus instantanés. Nous proposons des interprétations basées sur l'évolution de la taille des grains et l'arrangement particulier des grains dans les dépôts. Le but final est de proposer un cadre d'activité sismotectonique sur la période de temps qui nous intéresse et de mettre en évidence un potentiel impact du changement d'environnement de dépôt sur les processus d'export.

Au cours du Quaternaire récent, les variations du niveau marin entraînent l'isolation de bassins. L'archive sédimentaire que nous avons récupérée nous permet d'étudier la dernière transgression et le changement d'environnement de dépôt associé. Moretti et al. (2004) proposent une transition entre un environnement lacustre anoxique et l'environnement marin vers 13 ka cal. BP. Les auteurs identifient des niveaux finement stratifiés qui sont attribués à des dépôts de type varve, indiquant une sédimentation annuelle. La transition entre le Lac de Corinthe et le Golfe de Corinthe est marquée par le dépôt d'un niveau d'Aragonite. Notre travail confirme les premières observations de ces auteurs et permettent de préciser quelques points. Si les diatomées sont l'indice d'un environnement non-marin, l'on peut trouver certaines espèces qui vivent en environnement saumâtre. Nous identifions des espèces typiquement lacustres d'eau douce, indiquant que malgré le volume d'eau extraordinaire du bassin, son isolation de la Méditerranée est suffisamment longue pour que les précipitations et les apports fluviaux rendent le milieu lacustre d'eau douce. Le Lac de Corinthe est effectivement anoxique, comme l'avaient proposé Moretti et al. (2004) en identifiant de la pyrite. Notre étude permet de mettre en évidence la présence de greigite, qui indique que le processus de pyritisation ne peut pas se dérouler complètement, probablement en liaison avec les processus de dépôt. La greigite est également mentionnée dans les sédiments de la Mer de Marmara par Reichel et Halbach (2007). La transition entre l'environnement marin et lacustre est caractérisée par une augmentation du taux de matière organique et par un niveau où l'aragonite est le seul minéral présent, mais nous mettons en évidence la présence de quelques aiguilles dispersées dans le sédiment à proximité de cette transition. L'étude de la concentration et de la fabrique magnétiques montre que la transition entre les deux environnements de dépôt est progressive. Si la néoformation de l'aragonite et l'évolution du contenu magnétique reflètent des changements chimiques (concentration, oxydation...), la fabrique magnétique reflète une évolution de la dynamique de dépôt. La transition entre les environnements de dépôt semble rapide et il s'agit probablement d'un effet de seuil. L'évolution de la fabrique magnétique (et notamment du degré d'anisotropie P_j) reflète une dynamique de dépôt plus lente. Nous attribuons les variations de ce paramètre à l'installation progressive du courant de fond actuel, rendu impossible en période lacustre par la présence de la stratification des eaux et/ou des conditions de circulations atmosphériques (qui contrôlent les circulations de fond d'après Perissoratis et al., 2000) radicalement différentes avant 13 ka cal. BP. La caractérisation minéralogique des fines lamines observés dans le sédiment permettront de mieux comprendre la dynamique de transition entre les deux environnements.

Les processus de dépôt ont été étudiés par l'étude des propriétés texturales des sédiments et par leur fabrique magnétique par l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM). Cette méthode est couramment utilisée pour caractériser les processus de dépôt (e.g. Joseph et al. 1998) notamment co-sismiques (Chapron, 1999 et Carrillo et al., 2007). Dans cette optique particulière, notre étude présente le jeu de données le plus important. Ceci permet un apport méthodologique et un complément aux observations de Joseph et al. (1998).

Un facteur important limite potentiellement nos observations : nous ne disposons pas de données d'imagerie acoustique précise des bordures du Golfe qui permettrait de mettre en évidence des chenaux (*i.e.* la mise en place de courant hyperpycnal jusqu'au fond du bassin). Hasiotis et al. (2006), bien qu'ils n'aient pas étudié le transfert de matériel vers les grandes profondeurs, font néanmoins remarquer que le stockage des sédiments se fait à faible tranche d'eau. Divers auteurs mentionnent que la sédimentation profonde serait fortement imprimée par les apports co-sismiques qui induisent des tsunamis localisés (Poulos et al., 1996 ; Perissoratis et al., 2000).

L'évolution des paramètres texturaux indique une mise en place de l'ensemble de sédiments grossiers (terme *Ta* de la séquence type de Bouma) par courant de densité concentré. Ces niveaux sont donc attribués à des déstabilisations de pente et aucun niveau ne semble attribuable à un courant hyperpycnal. D'après l'étude des caractéristiques texturales et la fabrique magnétique, la très grande majorité des sédiments fins ne se mettent pas en place via la sédimentation hémipélagique. Nous proposons que ces niveaux fins se mettent en place à la faveur de suspensions hyperdenses dont la turbulence est entretenue à la fois par l'écoulement turbulent du mouvement gravitaire, mais également par l'oscillation de la masse d'eau liée au séisme (effet de seiche), paramètre qui n'est pas pris en compte dans les nomenclatures (e.g. Mulder et Alexander, 2001).

Dans le détail, on note deux types de dépôt grossiers (avant le dépôt des sédiments fins massifs), caractérisés par des régimes d'écoulement différents. Lorsque le matériel est majoritairement silteux, les sédiments se présentent sous la forme d'une unité massive, potentiellement laminée, sans granoclassement.

Lorsque le matériel est plus grossier (cailloutis et sables grossiers), la séquence est progressivement granodécroissante jusqu'au silts. Les sédiments fins se déposent ensuite comme suspension hyperdense.

Dans le premier cas, l'écoulement serait caractérisé par une base laminaire faible en regard de sa partie turbulente alors que c'est l'inverse pour les séquences où le grain moyen est plus important. Ces séquences sont également plus épaisses que les séquences moins grossières et correspondent à une dynamique d'apport polyphasée.

Tous les dépôts gravitaires semblent alors associés à la sismicité. Leur récurrence est plus faible en environnement lacustre. Cela signifie soit qu'il y a plus de séismes de fortes magnitudes avant 13 ka cal. BP ou que le seuil de déclenchement des mouvements gravitaires est plus facilement atteint qu'en environnement marin, en relation avec le niveau marin plus bas qui implique une remobilisation du sédiment à de plus grandes profondeurs sur la plateforme interne et un nourrissage plus important de la plate forme externe et de la pente.

CHAPITRE 5

Remplissage Pléistocène/Holocène du Golfe de Cariaco

I.-Introduction

Situé au Nord-Est du Vénézuéla, le Golfe de Cariaco est un bassin marin peu profond (85 m au maximum) situé sur la faille décrochante dextre d'El Pilar, source de séismes destructeurs (de magnitude $M_s > 7$). Nous avons acquis des données d'imagerie sismique haute résolution (HR) et très haute résolution (THR) en janvier 2006 dans le Golfe de Cariaco dans le but initial d'étudier la relation entre l'activité tectonique et la sédimentation par l'identification des mouvements gravitaires associés à la sismicité mais également par l'étude de la déformation et de la rupture au niveau des dépôts. Cette analyse préliminaire consistait à rechercher, par comparaison avec l'imagerie sismique de la Mer de Marmara notamment, de corps sédimentaires de grande taille pouvant être reliés à une instabilité d'origine sismo-tectonique.

Le bassin de Cariaco, comme le Bassin de Marmara, est découpé en bassins en pull-apart (figure 5-1). Dans cette configuration morphotectonique, le Golfe de Cariaco et la Faille d'El Pilar sont comparables au Golfe d'Izmit et la branche Est de la Faille Nord Anatolienne. Nous présenterons par la suite les points communs et différences notables entre ces deux structures, en proposant des pistes de recherches basées sur les résultats obtenus sur la Mer de Marmara.

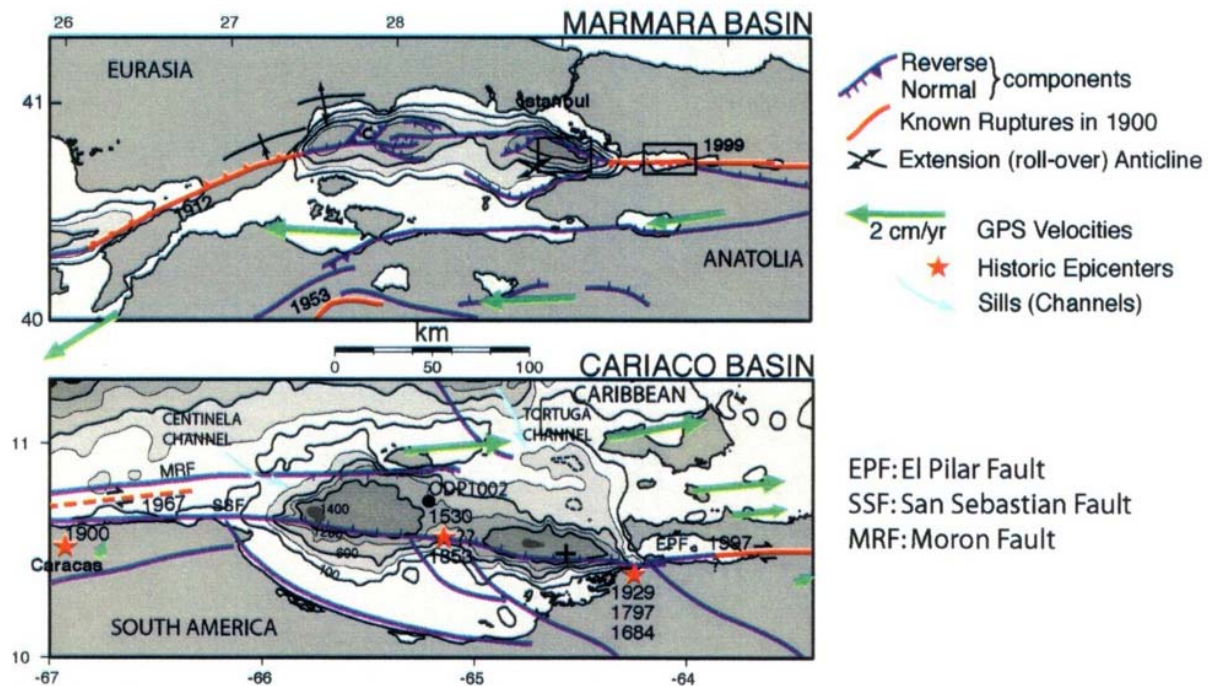


Figure 5.1 : Comparaison entre les caractéristiques morphotectoniques de la Mer de Marmara et du Golfe de Cariaco (Cormier, pers. comm.). Dans la suite de ce travail, la faille de Morón est dénommée Faille de la Tortuga.

Comparison between the morphotectonic characteristics of the Sea of Marmara and the Gulf of Cariaco. Morón Fault is named Tortuga in the following work.

Dans le cadre de notre travail, le Golfe de Cariaco constitue un bassin de profondeur intermédiaire (~100 m) comparé aux autres sites étudiés ici (~10 m pour le lac de Shkodra et ~1000 m pour le Golfe de Corinthe).

Ce chapitre s'articule autour d'un article, soumis à *Marine Geology*, qui présente les résultats préliminaires issus des profils sismiques. Dans cet article, les auteurs présentent l'impact de la tectonique, mais également de l'eustatisme, sur la sédimentation.

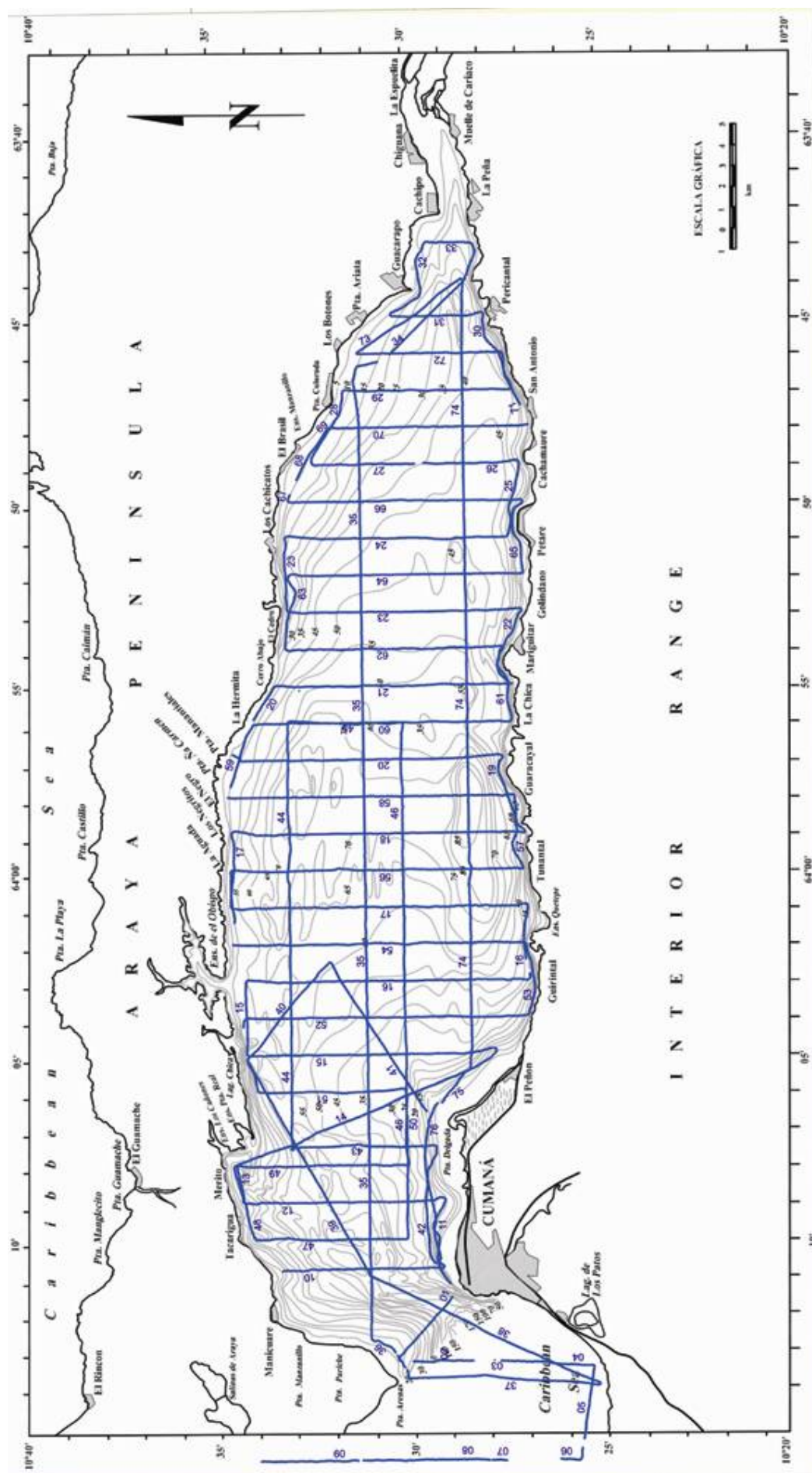
Dans un deuxième temps, nous nous attacherons à définir plus précisément l'impact de l'activité de la Faille d'El Pilar sur l'archive sédimentaire. Nous illustrerons tout d'abord des structures gravitaires que nous associons au deux derniers séismes majeurs ayant affecté la région (1929 et 1997), puis nous discuterons de l'activité des failles au cours du temps. La définition du cadre chronologique est basée sur l'étude des cortèges deltaïques dont la mise en place est contrôlée par les fluctuations du niveau marin. Enfin nous étudierons brièvement la relation entre répartition du gaz et les failles.

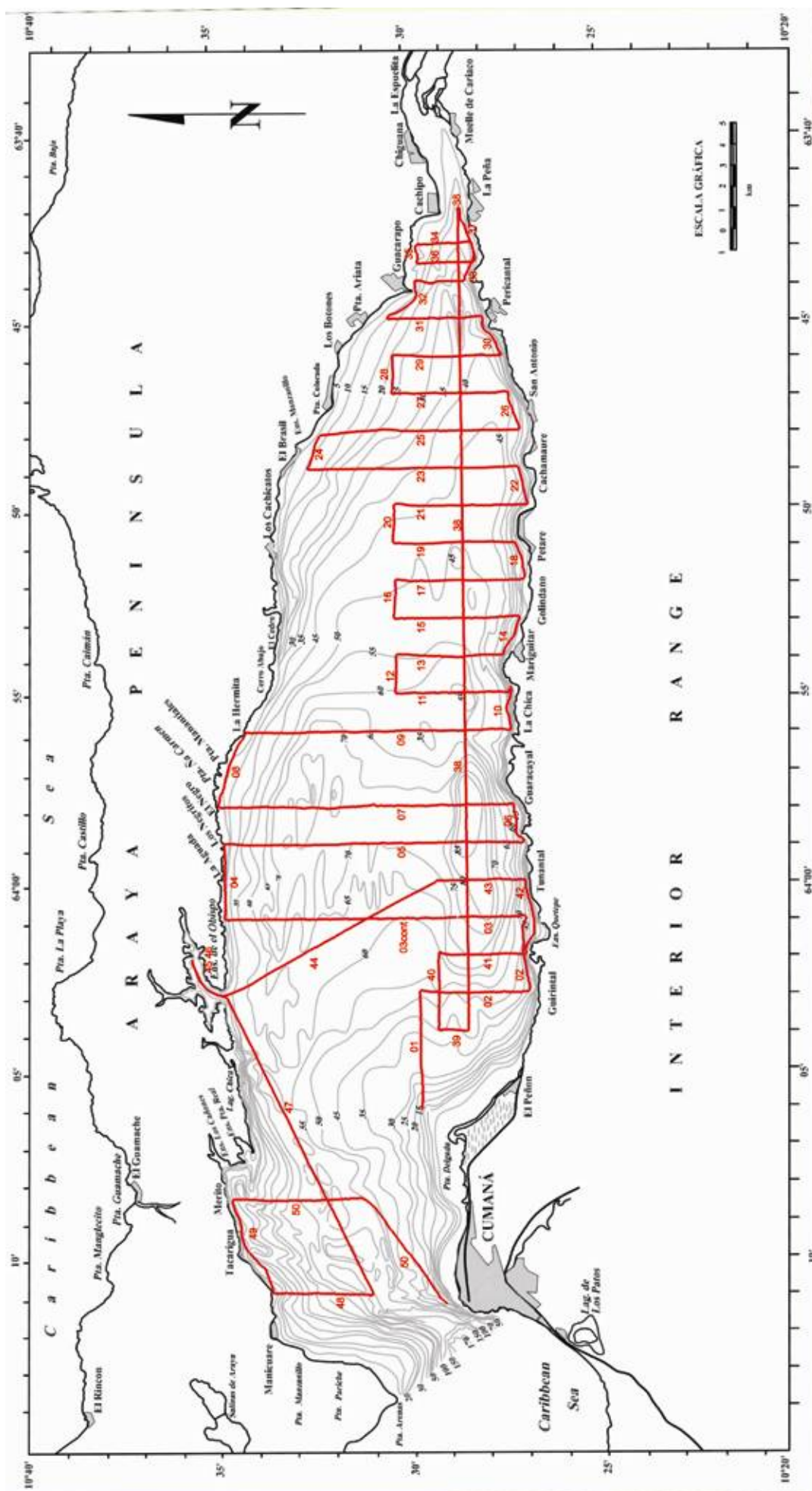
Comme dans tout bassin sédimentaire, les dépôts dans le Golfe de Cariaco est contrôlée par l'apport sédimentaire, l'activité tectonique et le climat.

Les positions des profils sismiques HR et THR sont présentées sur la figure V-2.

Figure 5-2 (deux pages suivantes) : cartes de position des profils sismiques haute résolution (HR, Sparker, en bleu) et très haute résolution (THR, Pinger, en rouge). L'espacement moyen entre chaque profil Sparker transversal est de l'ordre de 2 km. Les profils THR ont été tirés au niveau de la trace supposée de la faille d'El Pilar.

Position map of HR (Sparker in blue) and VHR (Pinger in red) seismic profiles in Gulf of Cariaco. Spacing between two N-S Sparker profiles is about 2 km. VHR profiles were shot above the supposed trace of El Pilar fault.





Les résultats tirés de cette première étude du Golfe du Cariaco sont le fruits d'une collaboration entre l'institut de sismologie de Caracas FUNVISIS (Venezuela), le Renard Center of Marine Geology de l'Université de Gand (Belgique), le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université de Savoie et l'Université d'Oriente (Venezuela). Le sujet a fait l'objet d'un mémoire de Master 2 recherche du RCMG Gent (Maarten van Daele). Ce chapitre est organisé autour d'un article présentant les résultats préliminaires du travail des différentes équipes (Beck et al., soumis), avons placé en annexe III l'article d'Audemard et al. (2007) où les auteurs discutent de la dépression de Guaracayal en tant que relais extensif de la déformation entre deux branches de la Faille d'El Pilar. Nous présenterons ensuite des compléments d'observation sur l'étude des profils sismiques du point de vue de la sismicité connue puis d'un point de vue géodynamique et enfin d'un point de vue chronologique. Ces résultats sont préliminaires et des études complémentaires sont nécessaires afin de comprendre les mécanismes de déformation ainsi que le cadre chronologique dans lequel ils se déroulent.

II.-Résultats préliminaires de la campagne de sismique 2006

Submitted to *Marine Geology*, October 2007-10-07

Late Quaternary sedimentation upon the active El Pilar Fault system (north-eastern Venezuela): first results of a high resolution seismic survey in the Cariaco Gulf

Christian Beck¹, Franck Audemard², Jasper Moernaut³, Marc De Batist³, Aurélien Van Welden¹, Maarten Van Daele³, Koen De Rycker³, Javier Sanchez², Willem Versteeg³, François Jouanne¹, Eduardo Carrillo^{1,4}, Gustavo Malavé², Andrés Lemus⁵

1 *Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR CNRS 5025, Université de Savoie, 73 376 Le Bourget du Lac.* beck@univ-savoie.fr

2 *Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas FUNVISIS, Prol. Calle Mara, El Llanito, Caracas 1073.*

3 *Renard Centre of Marine Geology, Ghent University, Krijgslaan 281-S8, B-9000 Gent, Belgium.*

4 *Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Central de Venezuela, Caracas.*

5 *Instituto Oceanográfico, Universidad de Oriente, Cumaná, Venezuela.*

Key-words:

Cariaco Gulf, Late Pleistocene, Holocene, deltaic, seismic reflection, strike slip.

Abstract

The W-E trending Cariaco Gulf - an appendix of the Cariaco Trough - is built on the active right-lateral strike slip El Pilar fault system. As a contribution to seismic hazard assessment (the city of Cumaná was severely damaged several times during the last five centuries) a study of the recent sedimentary fill of the Cariaco Gulf is developed. With a present day 85 m maximum depth and a 55/60 m deep entrance, this elongated basin is supposed to have been also strongly influenced by Late Quaternary sea-level changes and terrigenous feeding fluctuations. Our preliminary stage of investigation, a high-resolution seismic-reflection survey (1000 km profiles), evidences: i) numerous fault traces (vertical components of predominantly strike slip), mainly E-W trending, with migrating activities; ii) a major unconformity overlying emersion and evaporitic deposits, tentatively attributed to the LGM marine low stand; iii) two sets of deltaic fans progressively displaced and deformed by the El Pilar Fault system (south-western Manzanares River, eastern Casanay River). Local small-sized mass-wasting and sub-aqueous lateral spreading could represent effects of major earthquakes. To discuss a preliminary chronological hypothesis for the imaged part of the sedimentary fill, we test the compatibility between the tectonic migration of deltaic fans and their ages inferred from Late Pleistocene-Holocene global climatic and sea-level changes.

1. Introduction: geodynamic and geological setting

The south-eastern margin of the Caribbean (north-eastern margin of South America) was soon recognized as a major strike slip fault system (Rod, 1956). Later, it was considered as one of the transform boundaries of the Caribbean Plate (Molnar and Sykes, 1969; Minster and Jordan, 1978; Pérez and Aggarwal, 1981; Calais et al, 1989, Stéphan et al, 1990). Detailed structural analyses based on field surveys (Vignali, 1977; Vierbuchen, 1978) have been dedicated to the eastern section of this structure, the so-called E-W trending El Pilar Fault system (Fig. 1). Its right-lateral strike slip motion is a major component of the whole relative displacement between the Caribbean and South America Plates. This kinematics was recently surveyed with GPS measurements (Pérez, et al., 2001; Weber et al., 2001). The different cited investigations converge to a 2 cm/yr relative displacement, 70% (1.4 cm.s^{-1}) being accommodated by a 30 km-broad zone. Within the latter, the El Pilar Fault accomodates a major part but not the whole, thus between at least 0.8 and 1.2 cm.s^{-1} . The Cariaco Trough (Fig. 2) is a 1200 m deep pull-apart basin connecting the San Sebastian Fault (Fig. 1) and the El Pilar Fault. Due to its anoxic biogenic sedimentation with seasonal lamination, the Cariaco Trough represents a high resolution archive which has been elected by different authors for paleoclimatic reconstructions and for the calibration of pre-Holocene ^{14}C dating (Peterson et al., 2000; Hughen et al., 2000; Haug et al., 2001; Lea et al., 2002).

The eastward prolongation of the Cariaco Trough - the Cariaco Gulf - has a 85 m maximum depth; the connecting sill, in front of the city of Cumaná (Fig. 3; Caraballo, 1982), is 55-to-60 m deep. It separates the Araya Peninsula (North) from the Eastern Interior Range (South). The first belongs to the Coast Range Belt (Bellizzia et al, 1976; Hackley et al, 2005) and mainly consists of Mesozoic schists with minor allochthonous metamorphosed (HP/BT) ophiolitic remnants (Campos, 1981; Stéphan et al, 1980); altitudes reach about 700 m. The second is made of a thick pile of deformed early Cretaceous siliciclastics and limestones with higher relieves (up to 2500 m). Beside a set of minor inlets, two major tributaries bearing large watersheds represent the main sources of terrigenous input into the Gulf (Fig. 3): the Manzanares and Casanay rivers. Nowadays, the latter has no more direct outflow into the eastern termination of the Gulf; it flows into a large shallow lake/lagoon within a flat swampy area (Fig. 3).

The deepest part of the Cariaco Gulf, known as the Guaracayal Deep (Caraballo, 1982) (Fig. 3) was recently identified as an active small pull-apart structure (Audemard et al., 2007) related to the presently active trace of the El Pilar Fault zone. This Guaracayal Deep is considered as an anoxic sub-basin (Caraballo, 1982). In the southern suburbs of Cumaná, the Caigüire Hills (Fig. 3) consist of deformed Lower Pleistocene marine clastic sediments unconformably overlain by Lower-Middle Pleistocene reefal calcareous sediments (Ascanio, 1972; Macsotay, 1976, 1977). This structure is interpreted as a push-up, or pressure ridge, built on the main trace of the El Pilar Fault (Audemard et

al., 2000; Audemard, 2006, 2007). The south-eastern coastal scarp between San Antonio del Golfo and Muelle de Cariaco represents another direct morphological expression of this fault trace (Audemard, 2006). Several hot springs are active along this coast and along the Rio Casanay valley.

The El Pilar Fault zone is responsible for reported destructive earthquakes, which especially damaged the city of Cumaná since its construction in the 16th century (Paige, 1930). Thus detailed seismo-tectonic and seismological analyses have been dedicated to this area, especially after the 1997 ($M_w=6.9$) Cariaco earthquake (Baumbach et al., 2004; Audemard, 2006, 2007). A sedimentary impact (re-suspension) of this major event has been detected in the Cariaco Trough (Thunne et al., 1999). Based on this study and different other works on sedimentary records of earthquakes (see *in* Bourrouilh-Le Jan et al, 2007; *in* Beck et al, 2007), we considered the Cariaco Gulf's recent sedimentary fill as a potential paleoseismic archive. Thus, in association with the GPS survey of a detailed regional geodetic network built in 2003 (38 benchmarks around the Gulf) and measured each two years, we planned investigations of the Cariaco Gulf as a contribution to seismic hazard assessment. The first step of these works, here-presented, was the acquisition of a dense grid of high-resolution sub-bottom geophysical imagery, aiming at:

- map the main fault traces determining the tectonic structure of the Gulf,
- analyze the geometry of the Quaternary sedimentary accumulation and its relationships with active faulting and associated phenomena.

2. Logistics and technical data

The "CARIELPS" survey took place onboard R/V GUAQUERI II, from the Oceanographic Institute of the Eastern University (Universidad de Oriente) in Cumaná. A set of single-channel seismic-reflection lines was shot in January 2006, with 7 days of continuous navigation. Two systems of acquisition were used:

- a "CENTIPEDE" sparker (R.C.M.G. own design) operated at 300 or 400 J, with a 1.3 kHz mean frequency; a single-channel streamer containing 10 hydrophones was used as receiver;
- a GEOPULSETM integrated sub-bottom profiler system (transducer/transceiver) with a 3.5 kHz frequency.

Acquisition was performed at 3.8 knots mean velocity. Seismic and GPS data were recorded in SEG-Y format with ELICSTM DELPH II software. Data were interpreted using KINGDOM SUITETM software.

The navigation grid (Fig. 4) was established in order to further reconstruct a 3D- geometry of the sedimentary sequences and bodies, and map the different successive traces of the El Pilar Fault. With the 3.5 kHz survey we focussed on the south-eastern part of the Cariaco Gulf, an area directly affected by the 1997 Cariaco earthquake. We aimed to detect associated sub-aqueous co-seismic deformations and/or disturbances.

3. Overview of tectonic structures and seismostratigraphy

As displayed by Figure 5, acoustic penetration reached 300 ms with the sparker and 70 ms with the 3.5 kHz (or pinger) system, with average values respectively around 250 ms and 40 ms. Vertical exaggeration of presented profiles has been estimated using a velocity of 1.6 km.s^{-1} in sediments. In several areas, gas blanketing prevented penetration, the 3.5 kHz signal being more sensitive to this problem (comparing the two profiles of Figure 5, shot along the same line). The origin of the gas is either due to bacterial decomposition of organic matter in superficial sediments, or to upward migration of fluids. Main structural and seismostratigraphic results may be summarized from the transverse profile sp-58/p-07 (Fig. 5, location on Fig. 4).

3-1. Tectonic structures and activity

The E-W elongated shape of the Gulf of Cariaco, and especially the southern edge, clearly appears related to a set of E-W and WNW-ESE trending vertical faults, the majority of which are expected, in this setting, to be strike slip faults. The visible vertical offsets (Fig. 5) could be due, either to minor vertical components along dominantly strike slip displacements, or to pure strike slip movements affecting E-W dipping reflectors. The very low dip angles visible along longitudinal profiles (E-W) favour the former interpretation. In terms of vertical components, the southern main faults, affecting the whole sedimentary pile, bound the so-called Guaracayal Deep (Fig. 4). The latter is considered as a small pull-apart between two overlapping segments of the present day El Pilar Fault (Audemard et al, 2007). The 3.5 kHz profiles display different disturbances of the recent sediment, especially in the south-eastern part of the Gulf, where the most recent earthquakes are supposed to have an imprint. On Figure 6 (location of sections on Fig. 4) we gathered several examples of structures associated to the seismo-tectonic activity (continuous or instantaneous): fluid escape (water, gas) possibly associated to mud diapirism (lines p-15 and p-23), fresh scarps, and sub-horizontal stretching (lines p-23, p-27, and p-29). The latter may be explained either as slumping/sliding, or as lateral spread associated to one (or several successive) earthquake(s) as the 1997 event for which this type of disturbance was observed onshore (Audemard, 2006, 2007).

A preliminary sketch of the most visible faults (Fig. 7) evidences numerous traces with various vertical offsets; these traces appear to affect different parts of the imaged sedimentary succession, suggesting different periods of activity and, thus, lateral (eastward and/or southward) migration of deformation and rupturing. In the north-eastern part of the Gulf (shaded area on Fig. 7), sediments appear mainly folded. Sparker profiles display numerous short wavelength folds (around 500 m) with rounded anticlines and sharp synclines which, in some places, are upward prolongation of faults. The folds sizes and the profiles spacing make uneasy the correlation of each of these structures between two successive parallel profiles and, thus, the estimation of their orientation. They could represent either superficial soft deformation associated to deeper strike slip faulting (anticlines at the top of a positive flower structure, or Riedel-driven sharp synclines), or “en échelon” conical drag folds

developed on the northern side of the El Pilar main active trace. These structures are presently inactive, with partial erosion of anticlines, and unconformably recovered by a few metres of sediments (Fig. 8, line sp-46; Fig. 9, line sp-35). However, further complete analyses are needed to reconstruct a detailed 3D evolution of this superficial deformation.

3-2. Major seismostratigraphic features

Large variations of reflection amplitude and frequency appear on the whole profiles. A generally good continuity of reflectors evidences a rather well stratified sedimentary fill (Fig. 5). Observation of Pleistocene sediment outcrops in Caiguire Hills and in the western point of the Araya Peninsula (Fig. 3), so as published studies (Macsoy, 1976), indicate strong and rapid variations of terrigenous and biogenic components (silty clay to coarse sand; molluscs with different sizes and degrees of fragmentation). Inferring that the Gulf sediments represent analogs and/or subsided prolongations of these outcrops, the seismic facies changes can be related to similar lithological variations. Most of the transverse profiles between Guirintal and Mariguítar (Fig. 4) display the same succession, mostly visible between the northern edge of the Guaracayal Deep and the northern coast of the Gulf.

Within the imaged part of the Gulf's fill, as displayed by line sp-58 (Fig. 5), a conspicuous subdivision appears between:

- an upper, 10 to 15 ms thick, draping sequence (above unconformity s1); it is thicker in the Guaracayal Deep underlining a stronger subsidence of this area;
- a lower, more than 200 ms thick, southward divergent, unit (from unconformity s1 down to the lower limit of penetration).

A second order limit (s1' on pinger line 07) may be proposed within the upper sequence. In the lower pile, different reflectors relationships (such as truncations noted on sparker line 58) will further permit detailed seismostratigraphic analysis and sequence stratigraphy reconstruction. Limits s3 and s2 on line p-07 (Fig. 5) bound an example of unit containing clinoforms ("cf" on line sp-58). In the present paper, we will focus on the later ones interpreted as deltaic bodies, occurring at different levels and sometimes deformed.

The almost transparent level between s1 and s2 discontinuities (Fig. 5) may be, as a hypothesis, related to an evaporitic sedimentation similar to the present day salt deposition at the western point of Araya Peninsula (Fig. 3).

4. The Manzanares and Casanay river deltas

The city of Cumaná (Fig. 3) was built along the Manzanares River's mouth, which crosses a large flat area representing the proximal part of the river delta. Historical and morphological data (Caraballo, 1982) indicate an ancient river bed to the East of the Caiguire Hills. As these hills developed on a major trace of the El Pilar Fault system (Fig. 3), it implies that the major sediment

influx from the Manzanares River was (and still is) passing by over the fault, and subsequently separated from the point of inflow. Thus, the large sub-aqueous relief spreading north and north-east off Cumaná (Fig. 3) could represent a composite fan progressively deformed and displaced to the East by the right lateral strike slip activity of the El Pilar Fault.

4-1. Characterization of two main delta fans

On both E-W and N-S profiles, numerous lens-shaped or prismatic sediment bodies, with various size (up to several km width and length, and up to 50 ms thickness), are intercalated between thin vertically aggrading sequences (Fig. 8 and 9). These bodies are characterized by oblique internal configuration, with sigmoidal or upward concave reflectors (Fig. 8). We interpret them as prograding delta lobes. A detailed check of these features along the entire grid of sparker profiles (and locally pinger profiles) led to separate them into two main families (Fig. 7), which correspond to two sources of input: the south-western and the north-eastern edge of the Gulf. Although the western half of sp-46 profile (Fig. 8) displays two opposite directions of apparent progradation, they belong to the same system of delta lobes. This system forms a large fan with present day apparent progradation over a wide range of directions (towards NNW to E, Fig. 7). We consider it as related to the terrigenous input of the Manzanares River. The eastern part of sp-46 profile (Fig. 8) shows a second set of prograding lobes with less orientation dispersion; we attribute this system to a previous course of the Casanay River. Several differences between the western and the eastern system have to be underlined (Fig. 8 and close ups on Fig. 9):

1. the Manzanares River fan shows steeper internal reflectors and a great variation in size and shape of prograding bodies; part of the steep internal reflectors resemble Gilbert-delta type foresets;
2. the clinoforms which we attributed to a paleo-Casanay River are slightly folded within the area indicated on Figure 7; once restored, internal reflectors display gentle dips which we relate to a lower flowing energy;
3. the Casanay River-related clinoforms were observed only below the s1 discontinuity, indicating that the Casanay River ceased to flow directly into the Gulf after the formation of s1.

4-2. Possible impact of active deformation on delta sedimentation

The eastern lobe system displays an asymmetric shape and progradation from the north-eastern coast; this indicates an input from the north-eastern shore rather than from the present day eastern termination of the Gulf. There, several minor tributaries flow into the sub-aqueous axial valley between Chiguana and Muelle de Cariaco (Fig. 3), representing the outlets of several very shallow lakes or lagoons into which the **Casanay River** presently flows. The north-eastern part of the basin is currently receiving input from several minor tributaries from the southern flank of the Araya Peninsula (Fig. 3); the seismic profiles of this area do not show any recent clinoform.

We consider that this particular situation could be a consequence of the El Pilar Fault system because:

- the building and deformation of the Casanay delta stopped at the time of s1 discontinuity (Fig. 8 and 9) due to an apparently drastic decrease of the Casanay River flux (from delta outbuilding to swamp filling); we propose that this could have been caused by a reduction of the catchment area in response to tectonic activity (part of the previous watershed now drains to the East into the Atlantic);
- the most recent fault activity concentrated along the southern edge of the Gulf while it decreased (or stopped) in the axial and northern part (Fig. 5); the evolution of the vertical component (subsidence) and of the horizontal component (strike slip) were respectively responsible for the decrease of accommodation space and for an "en échelon" folding.

With respect to the **Manzanares River** delta, the wide range in direction of progradation and its particular shape (Fig. 7) can be explained by two groups of mechanisms: purely sedimentary processes *versus* active tectonics.

For this discussion, we need to take into account the following:

- Late Quaternary eustatic sea level changes with up to 130 m amplitude may have been responsible for shifting the depocentre in basinward direction during lowstands; this could explain the presence of deltaic lobes in the centre of the basin; during the lowest stages, the basin was disconnected from the open sea as the present sill is 55/60 m deep;
- the prograding bodies have different shapes and internal configurations; part of them may represent a kind of small basin floor fans rather than delta foreset prograding deposits; thus, they could have been formed in distal, deeper position;
- the stratigraphic position of the clinoforms seems to roughly follows a geographic gradient: older while more to the East. Nevertheless, their detailed checking display a more complex distribution; some younger clinoforms are in eastern position and some older can be observed in the western part;
- a low sedimentary accumulation characterizes the area between the Cumaná promontory and the Guaracayal Deep (Figs. 3, 7); according to the morphology, one could expect inflow on this eastern edge of the Manzanares delta. At least two explanations may be proposed: i) the W-E-elongated Guaracayal Deep is more recent than this part of the delta and induced the subsidence of older deltaic bodies; ii) there was no deltaic construction in this area;
- both present day bathymetry and seismic profiles (Figs. 3, 7, 8) suggest a subdivision of the whole Manzanares delta into a minor western part and a major eastern part; this rises the question of the Caguire Hills uplift and its possible impact on a diversion of the Manzanares River (early eastern phase and late western phase ?).

Although the general shape of the whole delta may suggest a right lateral deviation, it is an over simplified view. Concerning its detailed internal structure, the present day situation of several lobes may be due to an eastward tectonic drift, while several others may have been deposited far East from the Manzanares river mouth during water low stands. Thus, according to these different observations, the particular geometry of the whole Manzanares delta appears related to a complex imbrication of the right lateral strike slip activity of the El Pilar Fault system, and of the different episodes of

construction which situations depends on sea level, alteration and runoff, and/or non marine basin geometry.

5.- Chronological hypotheses: comparison of apparent deltaic lobes drift with strike slip displacement.

Because of the amplitude of the late Quaternary fast sea level changes and of its own bathymetry, the Cariaco Gulf (85 m maximum) must have undergone important and abrupt evolutions of its sedimentation. In addition, the general subsiding tendency - deduced from the vertical component of the different fault traces - implies a still shallower situation during Holocene and Pleistocene. Thus, as a preliminary hypothesis, the conspicuous draping-like unit overlying unconformity s1/s1' (Fig. 5) may be tentatively attributed to the post-LGM major sea level high stand. More precisely, the unit may have been developed with the first major rise dated back to 14 000 years BP (Fairbanks, 1989; Bard et al, 1990, 1996; Blanchon and Shaw, 1996). In corollary, the underlying almost transparent sedimentary unit (between s1 and s2, Fig. 5) could represent non marine sediments, may be evaporites and fine-grained clastics as outcropping on the Araya Peninsula western point (Fig. 3). The lower part of the imaged succession (about 150 m), should then represent part of the Pleistocene. Depending on the envisaged mean sedimentation rate, the succession could represent either several hundreds kyr with alternating marine and non marine episodes, or a shorter period comprised between the Late Glacial/Holocene and the previous (Eemian, isotopic stage 5) high stand. The second hypothesis appears more likely as it implies about 0.8 to 1.1 mm.y^{-1} of mean sedimentation rate for the upper (supposed Late-Glacial/Holocene) unit, and about 1.2 to 1.5 mm.s^{-1} of mean sedimentation rate for the whole image pile (about 200 ms t.w.t. with a 1.6 km.s^{-1} acoustic propagation velocity). The first hypothesis would lead to much lower sedimentation rates, poorly compatible with an area producing terrigenous material and favourable to calcareous biogenic production (benthic and planktic).

In parallel, with respect to the close relationships between sedimentation and active tectonics, it is tempting to use the kinematic data and the displaced sedimentary bodies to propose an age for the later ones. In a simplified way, we have indicated on Figure 7 the possible positions of the Manzanares river mouth (MRm) upon the El Pilar Fault major trace, in order to propose a rough estimation of the possible eastward drift of deltaic lobes (ssld). If we assume that the different deltaic lobes (Fig. 7) have been built close to the present Manzanares River mouth, and using a 1.0 cm.y^{-1} velocity (*cf.* introduction), the inferred drift of the easternmost - and oldest - mapped lobes should be between 10 to 15 km, lasting 1.0 Myr to 1.5 Myr. If considering the maximum possible velocity - 1.7 cm.s^{-1} (*cf.* introduction) - the estimation is 600 kyr to 900 kyr. Both estimations are not compatible with the chronostratigraphic hypothesis envisaged here above; following the latter, the imaged part of the Cariaco Gulf's sedimentary fill should represent about 100 to 130 kyr.

As a working hypothesis, we explain this discrepancy by the following:

- as already underlined (par. 4-1 and 4-2), part of the prograding sedimentary bodies may have been generated far from the present day location of the Manzanares River mouth (east or west of the Caiguire Hills), especially during a non marine situation of the basin; thus, their drift is shorter than what we deduced from their present position;
- the model of influence of the right lateral strike slip along the southern major fault traces (Fig. 7) is oversimplified; during the emphasized period, the spatial distribution of the deformation may have changed, and the quantitative data we used may have to be revised.

In order to further reconstruct and model the combined sedimentary and tectonic evolution, we propose, as a working hypothesis before obtaining available chronological data, to consider that the imaged part of the Cariaco Gulf's fill represent approximately the last 100 to 130 kyr.

Conclusions and perspectives:

The active deformation of the Gulf of Cariaco Pleistocene-Holocene sediments was clearly imaged down to almost 300 ms t.w.t. below sea floor. The general geometry and the internal configurations of the infill, as well as the post-depositional deformations (ruptures and folding) appear directly associated to the right lateral strike slip displacement along the El Pilar Fault zone. Among the impacts, several structures can be related to recent major earthquakes (scarps, lateral spread); nevertheless, a complete detailed seismostratigraphic analysis (search of homogenite and/or mass wasting) is needed to better assess this interpretation.

Estimations of the relative eastward drift of some Manzanares River's deltaic lobes and of the strike slip displacement along the major active trace of the El Pilar fault, appear compatible with a Late Pleistocene/Holocene age of the imaged part of the sedimentary fill (150 to 200 m thickness in the centre of the present day basin), if taking into account non marine episodes with depocenter modifications. The whole succession displayed by the sparker profiles may represent the complete last eccentricity cycle. However that may be, direct datations are indispensable for any detailed paleo-environmental and paleo-tectonic reconstructions.

The building of two deltaic systems (and especially the Manzanares River's one) upon the Fault, and within a basin submitted to late Quaternary sea-level changes, offers a unique site to calibrate the sedimentary record of the two driving mechanisms, as: i) the tectonic aspect is currently being quantified with onshore measurements; ii) the (very) neighbouring Cariaco Trough and Barbados Island are references site for paleoclimatic reconstructions.

Two types of coring (short gravity cores and deep coring or drilling) are essential both to check the sedimentary record of historical earthquakes and to constrain the chronology of the whole imaged fill. In association with other surveys (ongoing GPS kinematics around the Gulf, onshore structural analysis, seismology) the complete 3D evolution of the basin, with well-dated steps, should help to model its behaviour and better assess deformation partitioning and regional seismic hazard.

High resolution multibeam and ROV surveys (with fluids sampling, physical and chemical measurements), as performed along the northern North-Anatolian Fault (Armijo et al, 2005), should also provide precious information.

Acknowledgements

The Cariaco Gulf survey is part of a general project untitled “Integrated investigations in sedimentology and seismo-tectonics for seismic hazards assessment along the south-Caribbean plate boundary”. This project is funded by the Venezuelan FONACIT through the Venezuelan Foundation for Seismological Research FUNVISIS (PI-2003000090 and FONACIT-2002000478-Geodinos grants), and by the French C.N.R.S./I.N.S.U. (DYéTI National Program and U.M.R. 5025). The University of Savoy also contributed to the project through a BQR/APS 2005/2006 grant. The Venezuelan-French cooperation grant ECOS-Norte VO4U01 (2004/2007) greatly helped to the development of our investigations by funding travels and stays of PhD students and senior researchers.

We are very grateful to the whole crew of R/V GUAQUERI II led by Captain Sergio Valenzuela. Thanks to José Miguel Ramirez (2nd onboard), Marcos Gutiérrez (3rd onboard), Lisandro Gutiérrez (engineer), Ventura Hernández (cook), Justino Alemán y Miguel Ángel Ramírez (seamen), for their night and day receptiveness and technical help.

Figures captions

Figure 1.- Present day geodynamic setting of the Cariaco Gulf.

(Simplified from Audemard, 2007).

Figure 2.- Simplified bathymetry offshore north-eastern Venezuela, and location of the surveyed area.

Figure 3.- The Cariaco Gulf and its bounding relieves. Detailed bathymetry from Caraballo (1982), shaded relief from Hackley et al. (2005). (EPFMS: El Pilar Fault major segment, following Audemard et al, 2007)

Figure 4.- Seismic grids of the CARIELPS cruise.

Figure 5.- 3.5 kHz (pinger) and sparker seismic reflection profiles across the central Cariaco Gulf. (tr: truncation; cf: clinoform)

Figure 6.- Close ups of 3.5 kHz profiles (p15, p23, p27, and p 52) displaying different sedimentary disturbances and processes related to the El Pilar fault zone activity. (fe: fluid escape; rb: rocky basement; sc: fresh scarp; sls: slump and/or lateral spread).

Figure 7.- Preliminary sketch of deltas and faults traces in the Cariaco Gulf recent sediments. (GD: Guaracayal Deep; MRm: Manzanares River mouth; ssl: strike slip drift)

Figure 8.- Portion of longitudinal sparker profile (sp35) displaying two deltaic fans systems: western provenance (Manzanares River) and eastern provenance (Casanay River).

Figure 9.- Close ups of Manzanares and Casanay rivers' deltaic lobes on sparkers profiles (sp 35 and sp52).

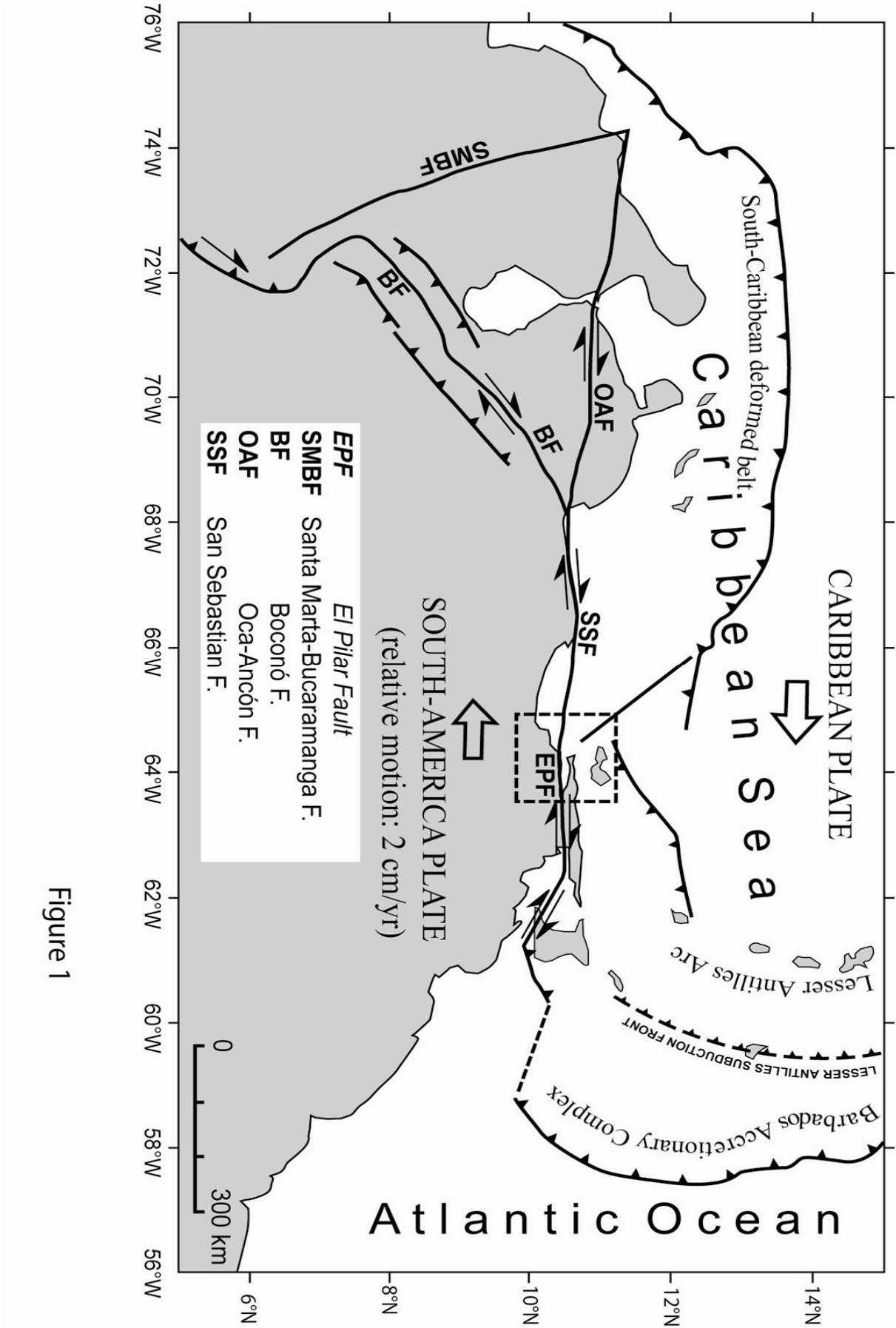


Figure 1

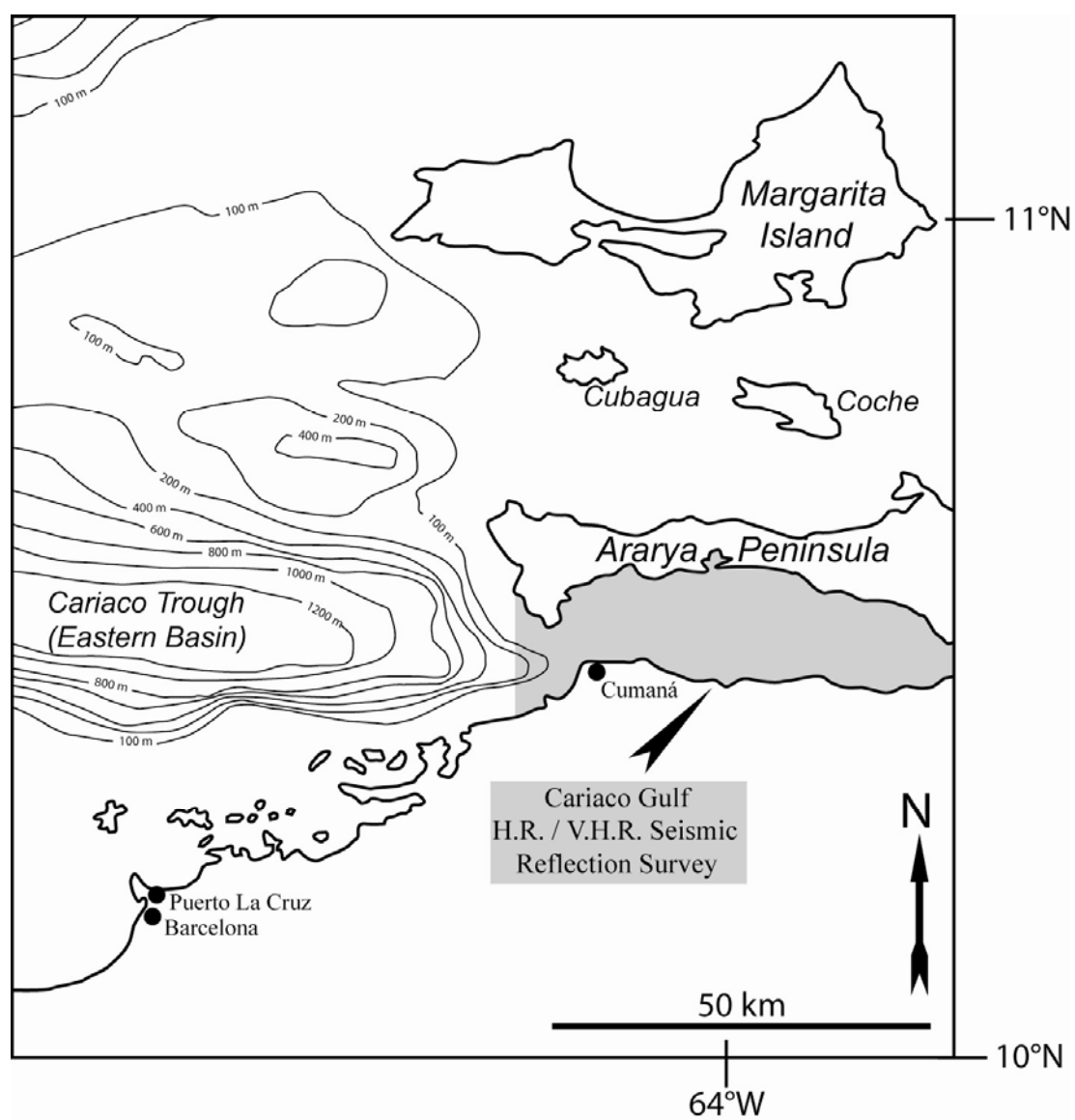
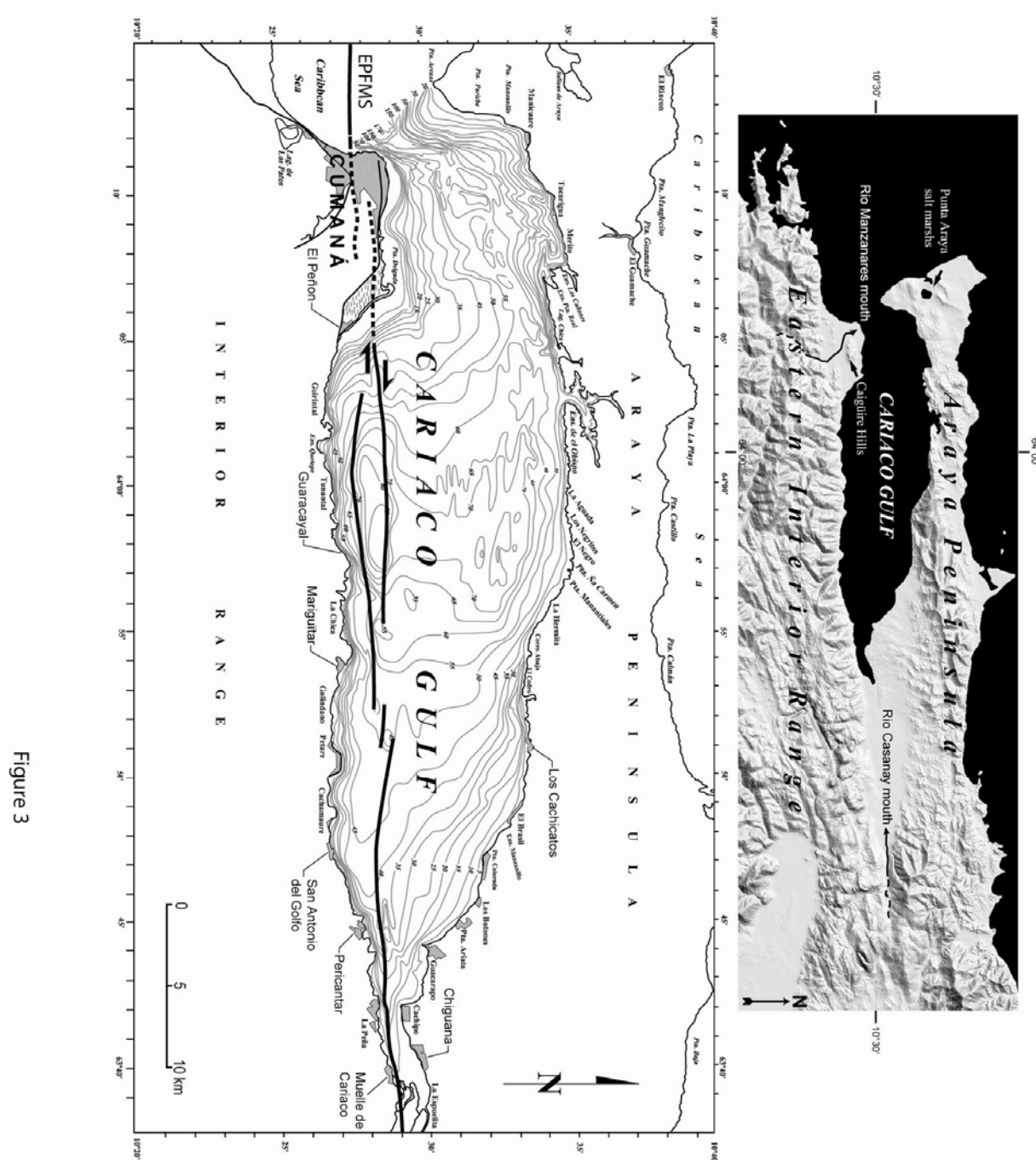


Figure 2



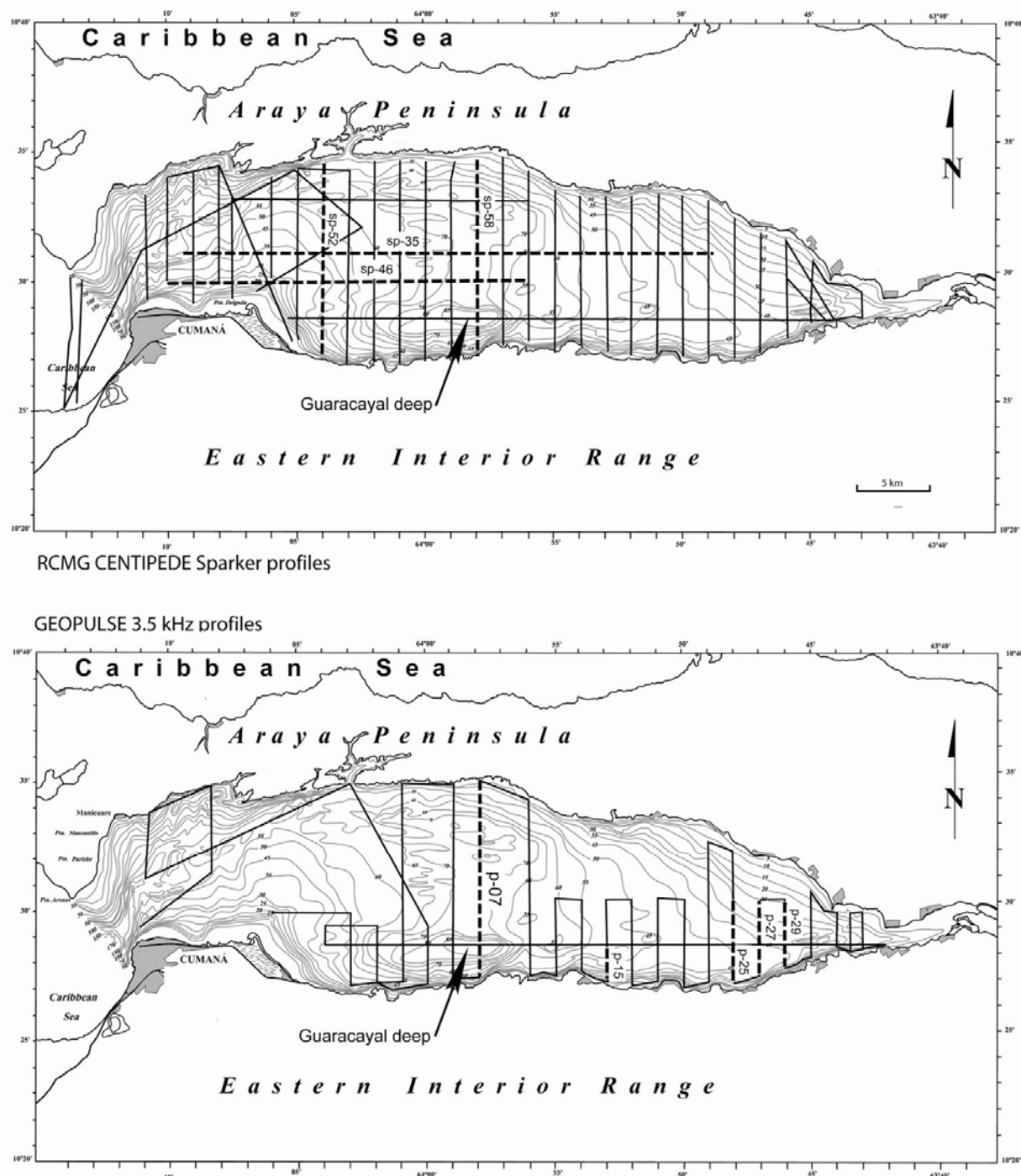


Figure 4

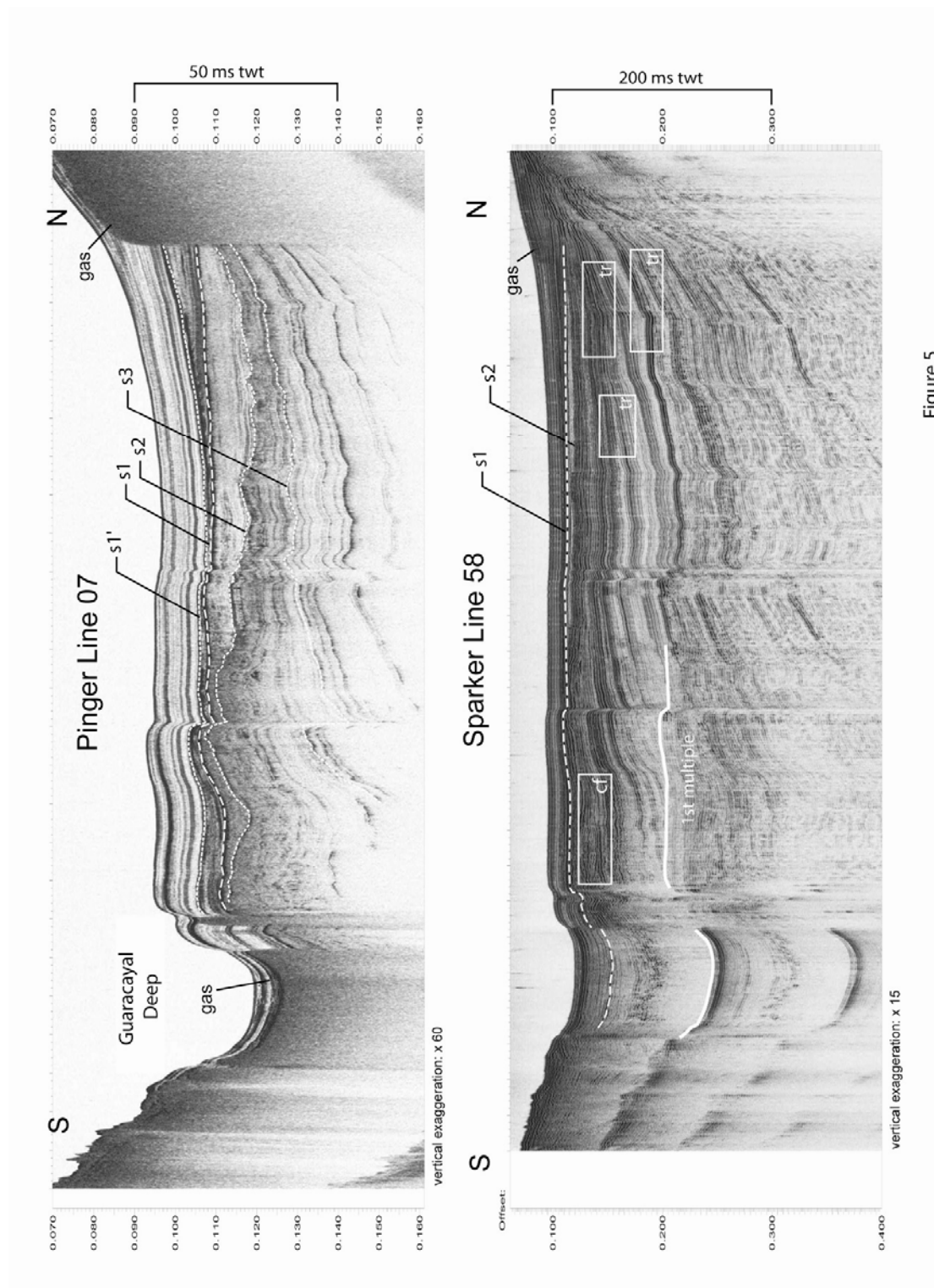
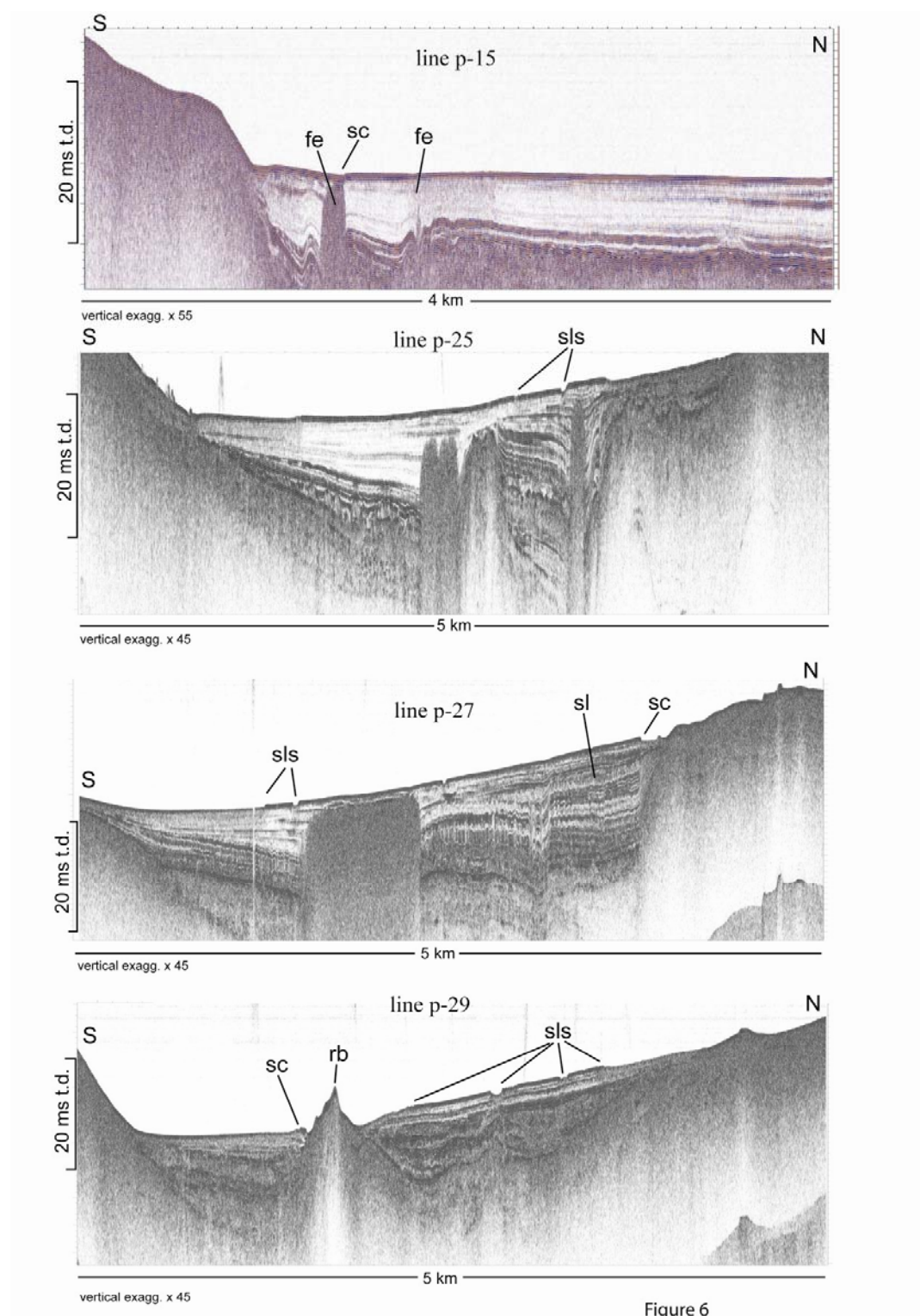
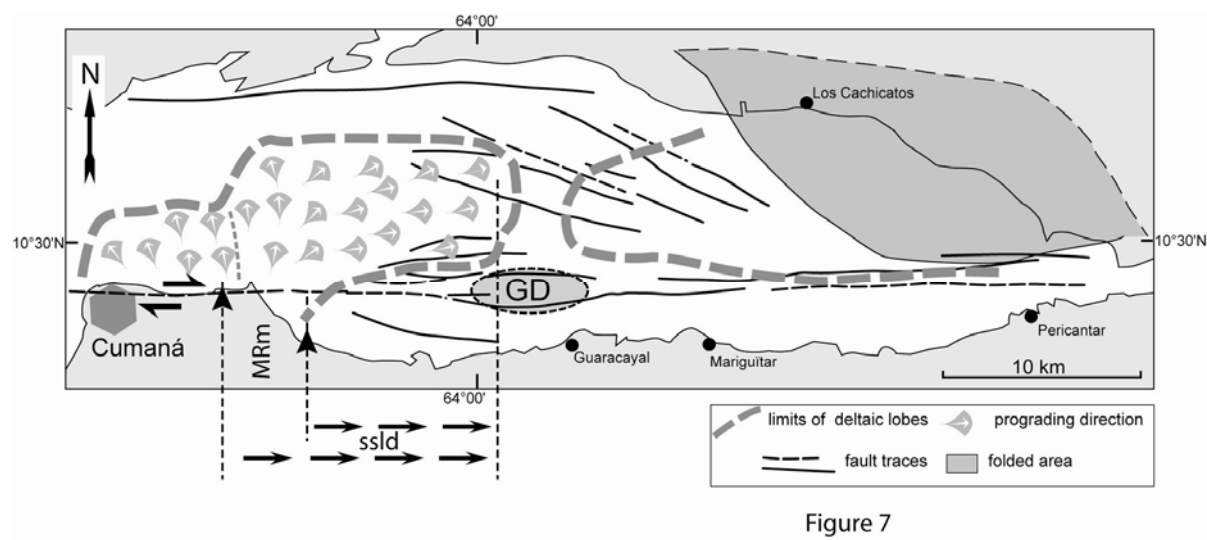


Figure 5





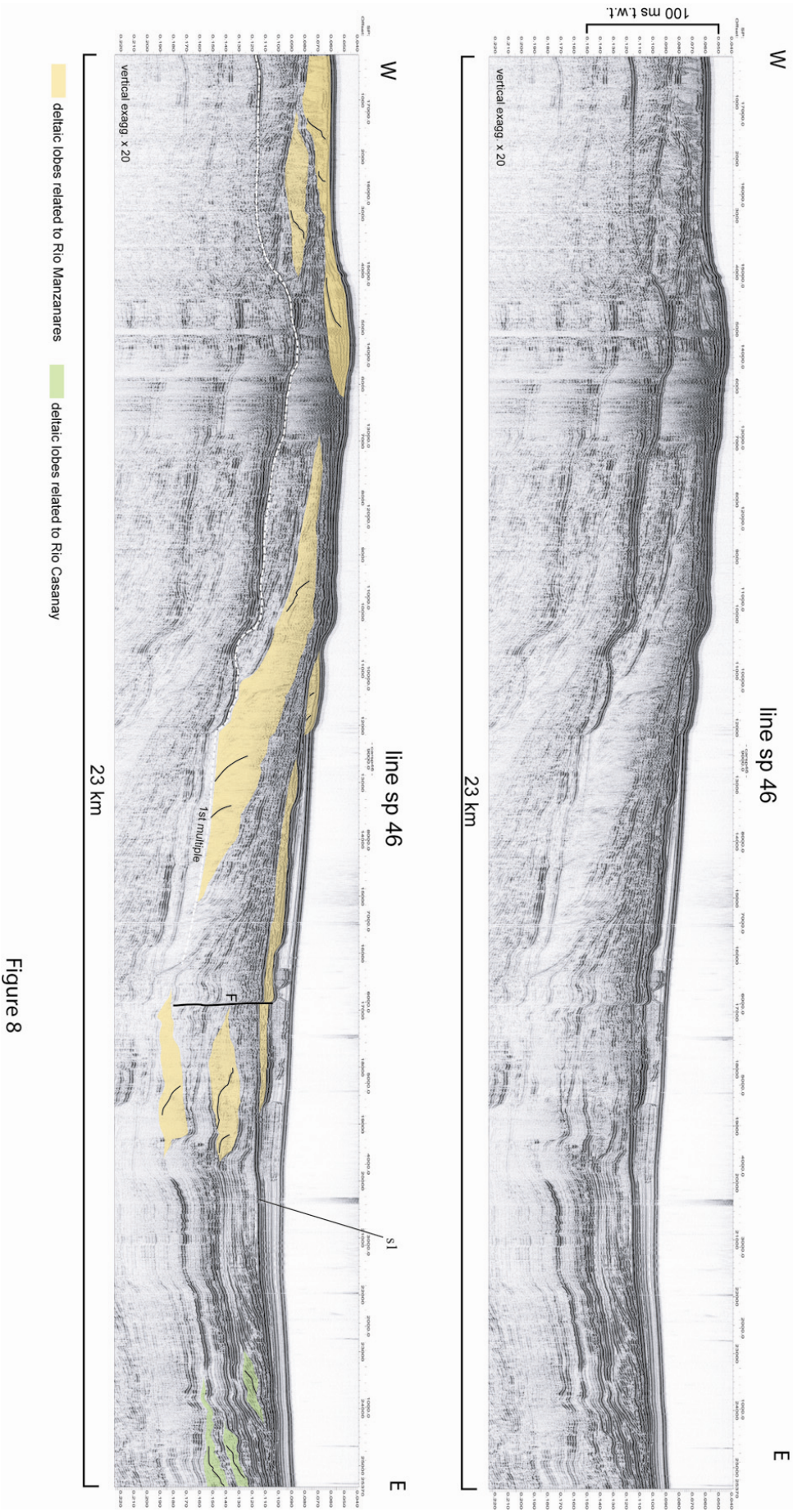
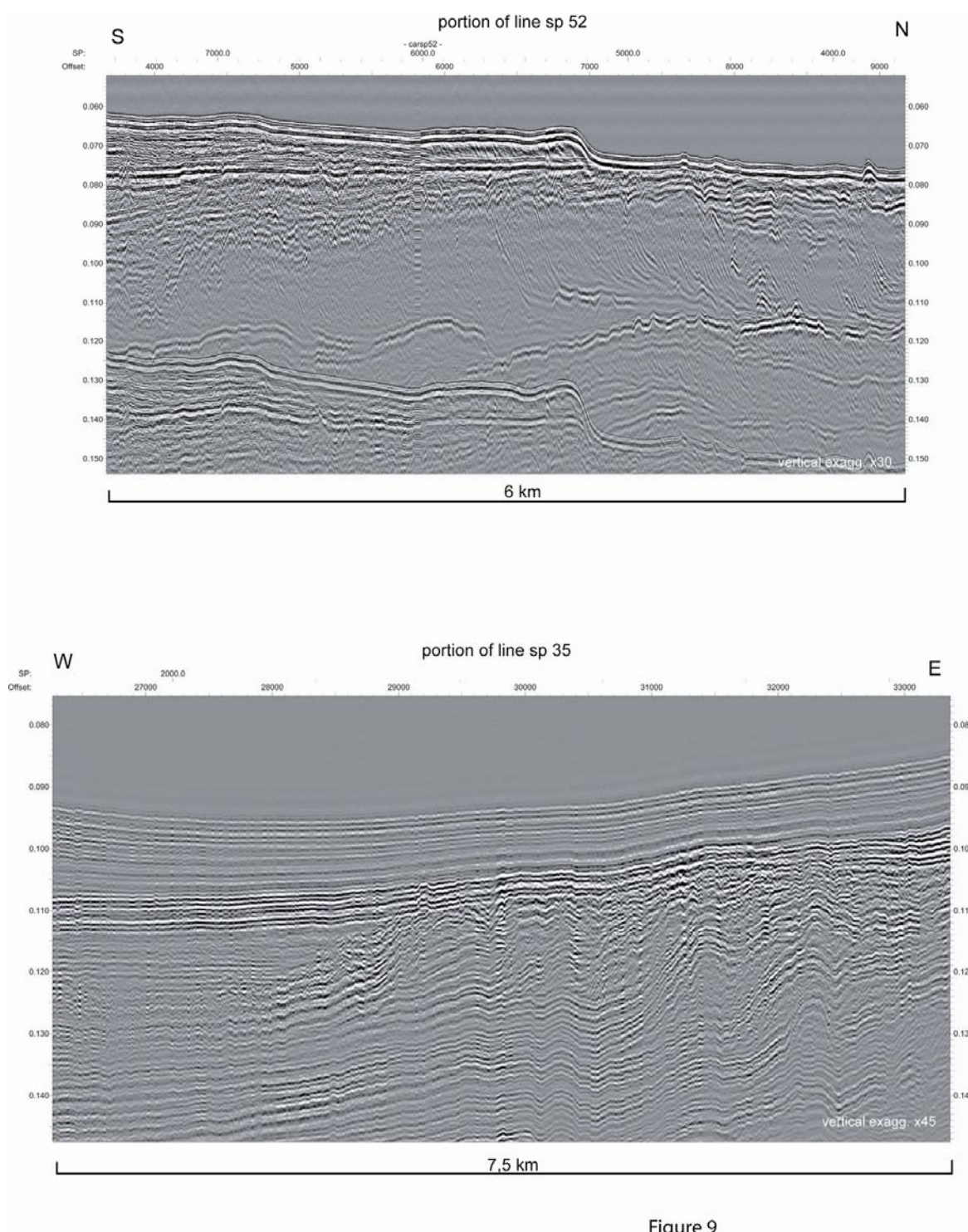


Figure 8



III.-Complément sur l'impact possible de la sismicité sur la sédimentation

Comme nous venons de le voir (Beck et al.), des glissements gravitaires superficiels sont suspectés dans la partie est du golfe de Cariaco. Nous nous proposons ici de discuter plus en détail les caractéristiques de ces glissements et de leur position géographique en regard des séismes de 1929 (Cumaná) et 1997 (Cariaco), dont les caractéristiques seront préalablement décrites.

A. Sismicité dans la zone de Cariaco

Plusieurs séismes destructeurs ont affecté la région du Golfe de Cariaco et principalement la ville de Cumaná. Audemard (2007) présente l'histoire sismique de la faille d'El Pilar depuis le XVI^{ème} siècle (figure 5-3).

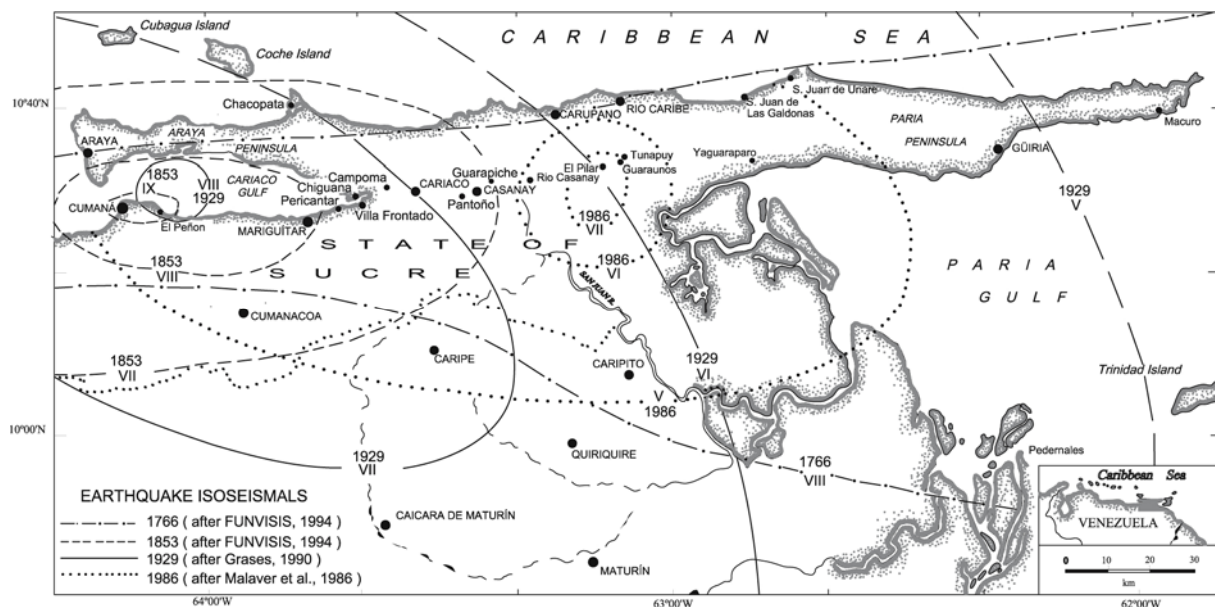


Figure 5.3 : carte représentant les épicentres et les magnitudes des séismes importants entre 1766 et 1929 (Audemard, 2007).

Isoseismal map of NE Venezuela showing epicentres and magnitudes of earthquake that stroke Cumaná area.

Audemard (2007) propose également un schéma de l'activité sismique de la faille d'El Pilar depuis 1530 (figure 5-4). Le séisme de 1997 (~15 km de profondeur) affecte principalement la bordure Est du Golfe de Cariaco alors que le séisme de 1929 a affecté principalement sa partie Ouest (figure 5-4). Les séismes de 1530 et 1853 ont généré des tsunamis importants, mais ne sont pas exprimées dans les tranchées effectuées dans la zone Cumaná (Audemard, 2007). Pour cet auteur, l'événement de 1684 serait comparable à celui de 1997 alors que le séisme de 1797 serait comparable à l'événement de 1929. L'auteur conclut enfin par des intervalles de récurrence des séismes autour de Cumaná qui seraient de l'ordre de 130 ans pour les séismes à $M_s=6$ (tels que le séisme de 1929) et de 300 à 320 ans pour les événements violents de $M_s=7$ (séisme de Cariaco en 1997).

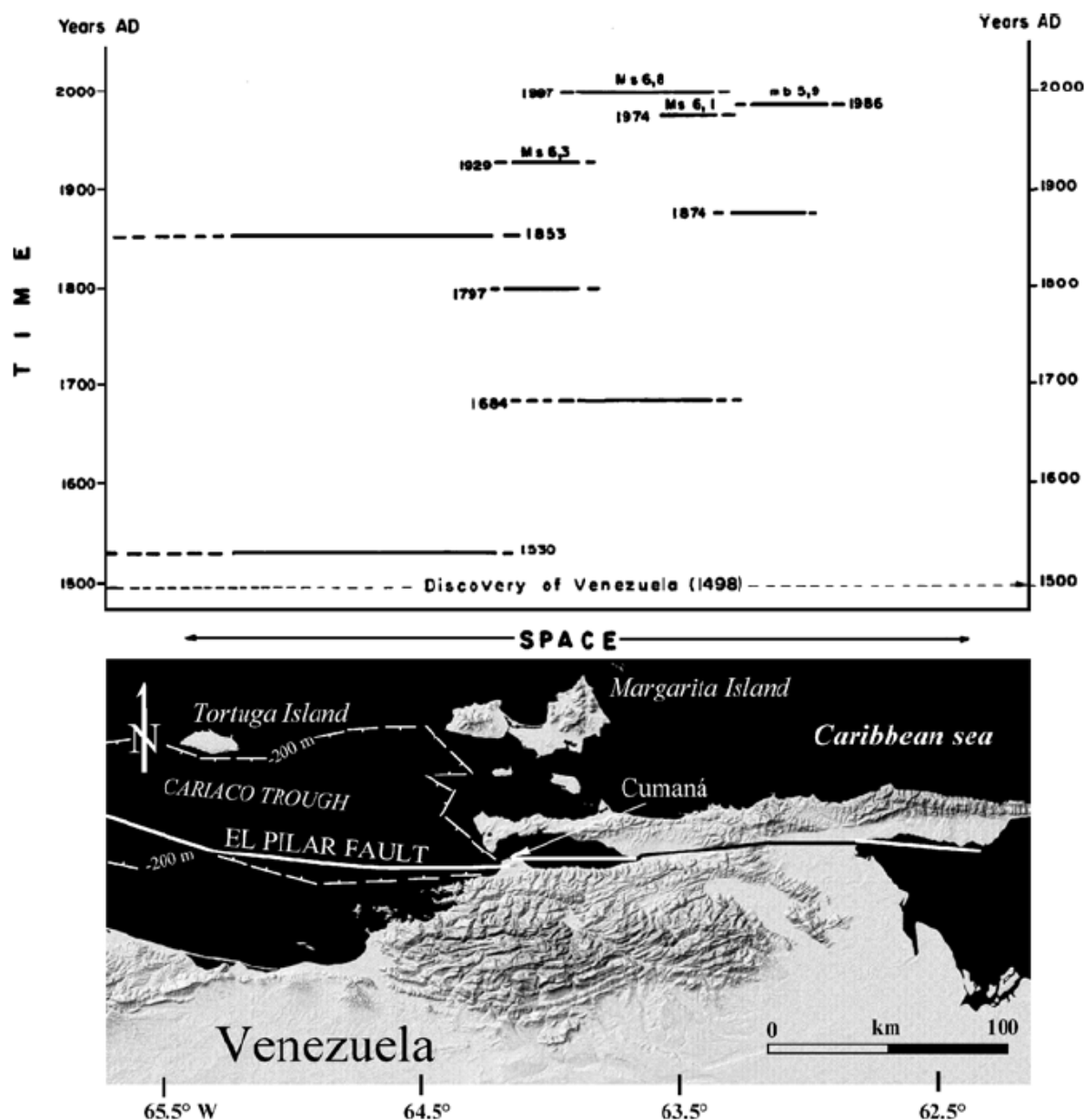


Figure 5.4 : Répartition spatiale et temporelle des séismes de la période historique et instrumentale sur la faille d'El Pilar (Audemard, 2007).

Spatial and temporal distribution of historical and instrumental period on the El Pilar Fault (Audemard, 2007)

Les profils sismiques dont nous disposons et particulièrement les profils « pinger » à très haute résolution, pourraient permettre de mettre en évidence les potentiels glissements associés à ces séismes.

B. Mouvements gravitaires et gaz

Beck et al. (soumis) ont montré la présence de dépôts pouvant correspondre à des mouvements gravitaires de type « slump » ou « lateral spread » sur la bordure NE du Golfe de Cariaco (profils Pinger 23, 27 et 29). D'autres glissements ont pu être identifiés sur le profil pinger 23

(figure 5.5) avec des structures similaires, sur la marge Nord. Les glissements identifiés sur ces profils sont superficiels, ils ne sont présents que sur la pente Nord.

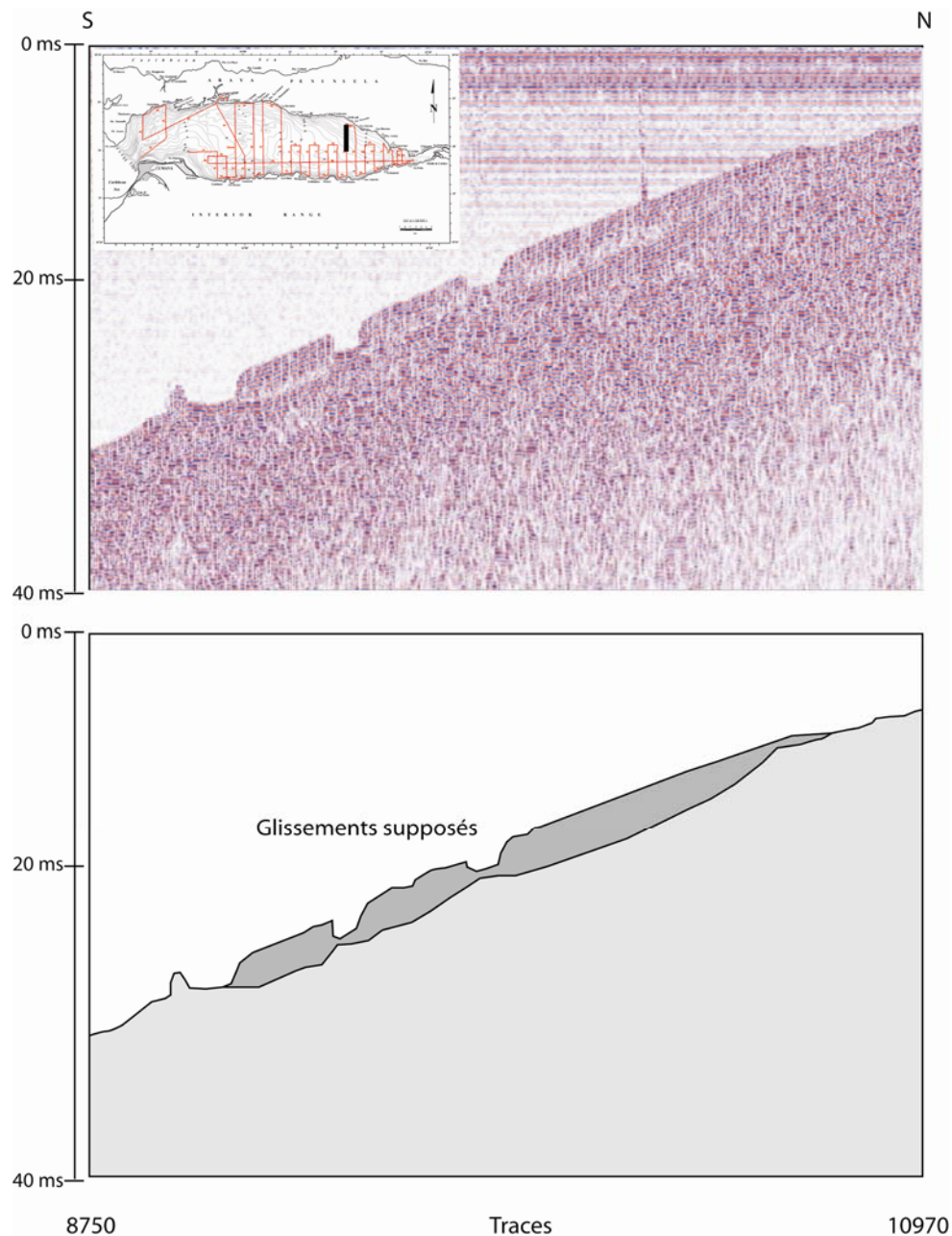


Figure 5.5 : Glissements superficiels identifiés sur le profil pinger 23.
Surficial slides on pinger 23 profile.

Malgré des pentes importantes au sud, aucune structure de glissement n'est visible sur les profils ayant été tirés à l'Est du pull-apart de Guaracayal. A l'ouest du pull-apart, les profils Pinger montrent une marge sud enrichie en gaz superficiel. On distingue néanmoins clairement une structure de slump sur le profil 07 (figure 5.6) surmontée d'une couverture sédimentaire.

Nous proposons à titre d'hypothèse d'attribuer les glissements au nord au séisme de 1997 car ces glissements sont frais et ne sont pas recouverts. Le glissement identifié sur le profil P-07 serait lié à un séisme antérieur. Ces glissements n'ont pas été identifiés sur les profils HR et la pénétration plus faible

du Pinger ne permet pas d'identifier des glissements plus anciens. La présence de gaz à diverses profondeurs altère la pénétration du signal.

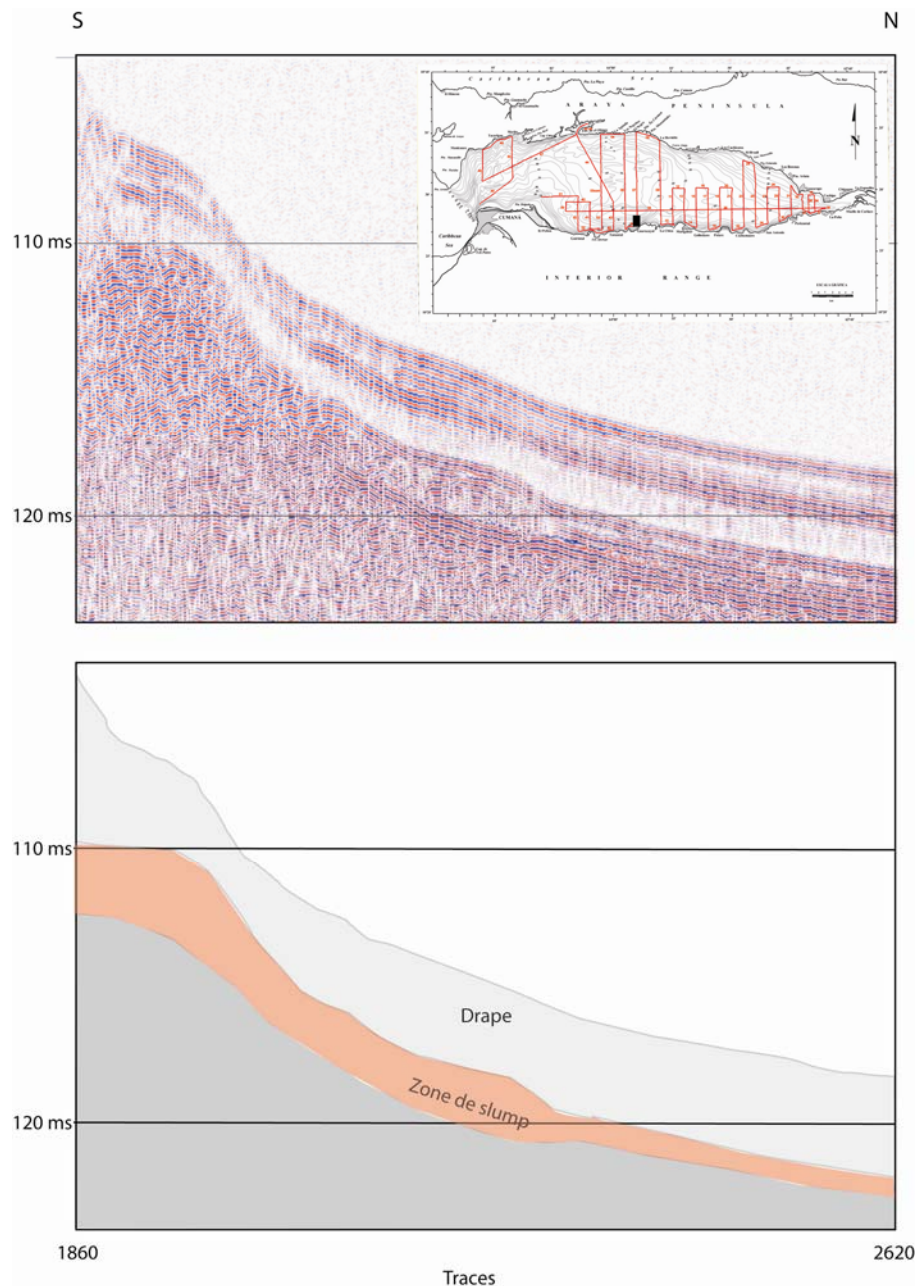


Figure 5.6 : Profil pinger 07 permettant d'identifier un slump recouvert par un drapage de sédiments fins.
Pinger profile 07 and line drawing showing a slump recovered by fine grained drape.

Le gaz est présent à diverses profondeurs. Les poches qui atteignent la surface pourraient être reliées au séisme de 1997. Les autres sont limitées par la surface S1, qui correspond à la surface de la dernière transgression. En Mer de Marmara, Kuscü et al. (2005) ont comparé des profils sismiques tirés avant et après le séisme de 1999, ils ont observé une remontée du gaz dans les sédiments au niveau de la Faille Nord Anatolienne après le séisme ainsi qu'une forte augmentation des éventails émettant du gaz dans la colonne d'eau. De telles structures n'ont pas été imagées clairement dans le Golfe de Cariaco. La zone où le gaz est le plus superficiel et le plus présent est située à l'est de Guaracayal, au droit de la

faille d'El Pilar, confirmant d'une part que le segment de la faille ayant joué lors du séisme de 1997 s'étend bien de la trace terrestre décrite par Audemard (2006) jusqu'à la dépression de Guaracayal. L'étude du gaz présent dans les sédiments de la partie est du Golfe de Cariaco devra être entreprise car, outre son intérêt pour la compréhension des mécanismes de rupture, le gaz est un facteur important à prendre en compte pour les problèmes d'instabilité de pente.

C. Conclusion partielle

Nous avons identifié des structures superficielles de lateral spread sur les profils THR (pinger) les plus au NE de notre zone d'étude. Ces structures sont situées dans la zone plissée définie dans Beck et al (soumis). Nous attribuons ces glissements au séisme de 1997 car d'une part les glissements sont superficiels et témoignent donc d'un événement récent et d'autre part car la rupture de surface associée au séisme de 1997, de l'ordre de 30 km à terre (Audemard, 2006), s'étend jusqu'au pull-apart de Guaracayal. Peu de mouvements gravitaires ont été observés à au niveau du pull apart ou à l'ouest de ce bassin. Le slump que nous avons identifié ne semble pas être associé au séisme de 1997 car il est recouvert par des sédiments récents. Nous ne disposons pas d'éléments permettant de dater ce glissement, mais les séismes de 1929 et 1797 ont été générés par cette branche de la faille d'El Pilar et pourraient être les déclencheurs du slump.

Bien que la présence de gaz masque certaines structures, la physiographie même du bassin ainsi que l'apport limité sur la marge sud (à l'exception du delta du Rio Manzanares), limitent la possibilité de générer des mouvements gravitaires. Le Golfe de Cariaco est peu profond et lors des épisodes de crue, il est probable que le matériel sédimentaire se dépose directement dans les zones les plus profondes par l'intermédiaire de courants hyperpycniaux, sans stockage notable de sédiment sur les pentes.

La présence des mouvements gravitaires au NE du Golfe de gaz dans les sédiments situés au niveau de la trace de la faille d'El Pilar (absents à l'Ouest du pull-apart de Guaracayal) confirment la segmentation de la faille d'El Pilar, le pull-apart de Guaracayal jouant le rôle de relais extensif.

D. Sismostratigraphie Quaternaire et déformation sédimentaire

Dans cette partie nous nous intéresserons à la mise en place des séquences de dépôt et leur déformation sur une échelle de temps Quaternaire. Nous présenterons d'abord le système de failles en précisant leur activité aujourd'hui puis nous nous intéresserons à l'architecture sédimentaire du Golfe de Cariaco.

Beck et al. (soumis) ont défini une surface S1, marquée par un réflecteur de forte énergie attribué à une surface d'érosion qui marque la base de l'unité superficielle plus transparente. La surface S1' constitue le sommet d'une unité inférieure, transparente au sommet et faiblement litée vers la base (surface S2, Beck et al., soumis) qui est une autre surface d'érosion. La surface S1 est polygénique car à l'exception des lentilles transparentes, elle correspondrait tant à la surface de ravinement lors de la baisse du niveau marin qu'à la surface de transgression lorsque la mer envahit à nouveau le Golfe de Cariaco.

Nous représentons ces unités et surfaces d'un point de vue séquentiel dans la figure 5.7.

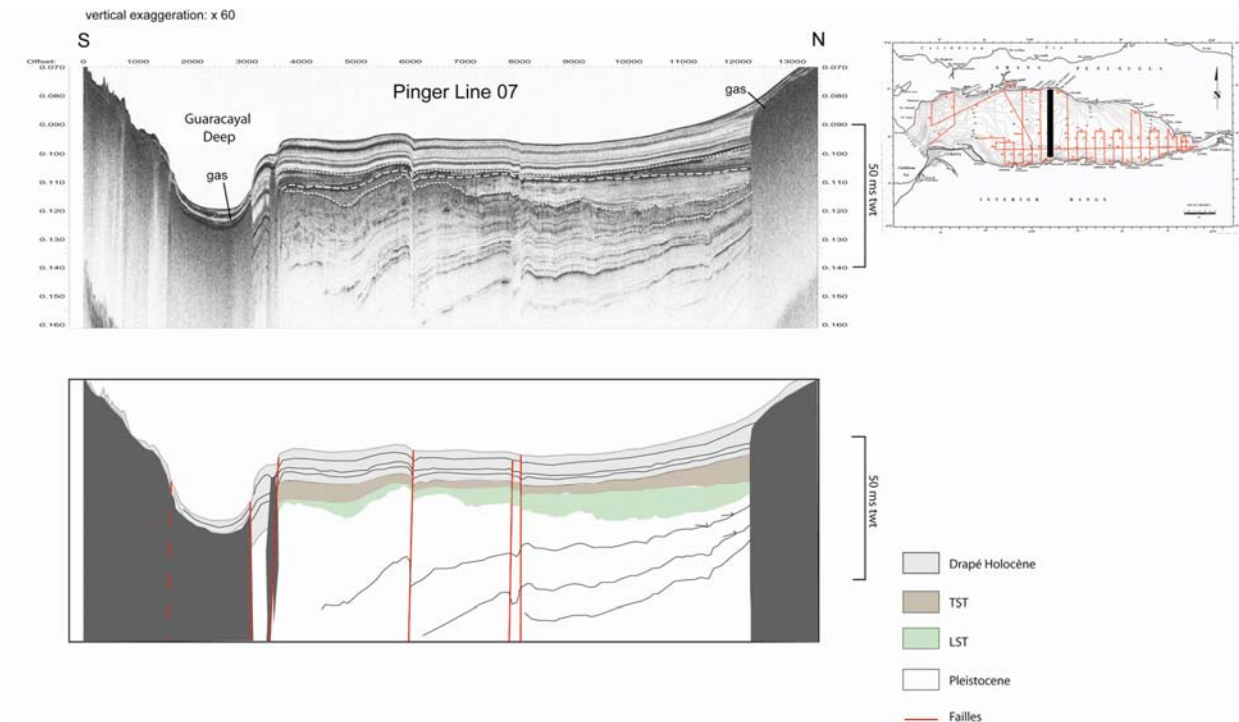


Figure 7 : Profil Pinger07 et line drawing interprétatif. TST : cortège transgressif, LST : cortège de bas niveau marin. Le drapé Holocène correspond au cortège de haut niveau (HTS)

Pinger profile 07 with interpretative line drawing TST : Transgressive System Track and LST : Lowstand System Track. Holocene drape corresponds to Highstand System Tract (HST).

Nous définissons donc une unité de bas niveau marin (LST), délimitée par deux surfaces d'érosion, avec un faciès acoustique de faible énergie présentant un litage à sa base. Cette unité (LST) est interprétée comme étant évaporitique. Nous n'observons pas d'influence de ces dépôts sur la déformation. Les cortèges sédimentaires transgressifs se manifestent par des cônes dans la partie nord du golfe (pinger07), mais également par des corps deltaïques transgressifs. On peut alors interpréter la surface basale des primes deltaïques comme surface de transgression, même si aucune unité de bas niveau n'est observée/observable. La surface S1 est par la suite nommée « surface 15 », la surface S1' « surface 17 », la surface S2 « surface 16 ».

E. Evolution de la déformation dans le Golfe de Cariaco

Nous avons défini plusieurs familles de failles : Les failles « N » sont les failles bordières au Nord du Golfe de Cariaco. Elles correspondent à la Faille de Cariaco. Les Failles « E » (Est), « C » (Centre) et « S » (Sud). Correspondent à un faisceau de failles orientées NW - SE au centre du Golfe de Cariaco. Les faille « Inz » correspondent à des ruptures au nord de la dépression de Guaracayal. On distingue enfin les familles « pull-apart » et « strike-slip » qui sont reliées et forment l'ensemble de la Faille d'El Pilar (figure 5.8). On note une zone plissée à l'est des failles E et au nord des failles « Strike-slip ».

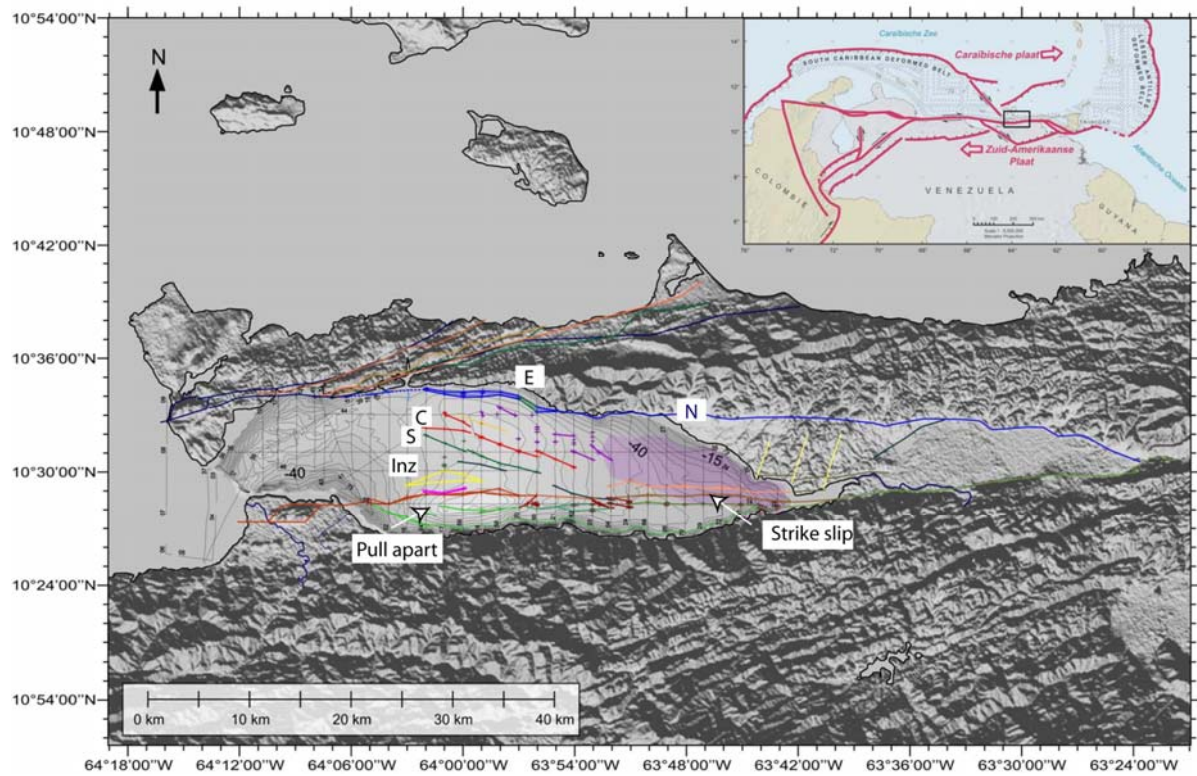


Figure 5.8 : Cartographie des failles identifiées dans le Golfe de Cariaco à partir des profils sismiques haute résolution. La zone violette correspond à la zone plissée Est.
Mapping of the faults identified from high resolution Sparker profiles. Purple area corresponds to eastern folded area.

La numérotation des failles E, C et S est illustrée dans la figure 5.9.

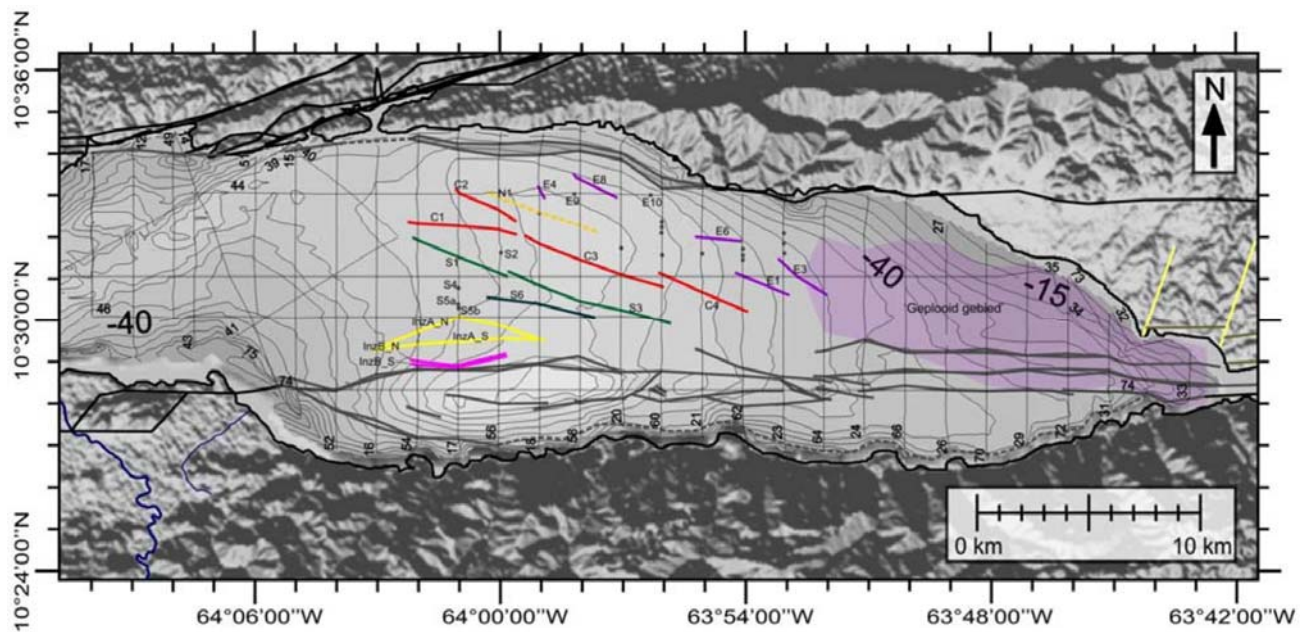
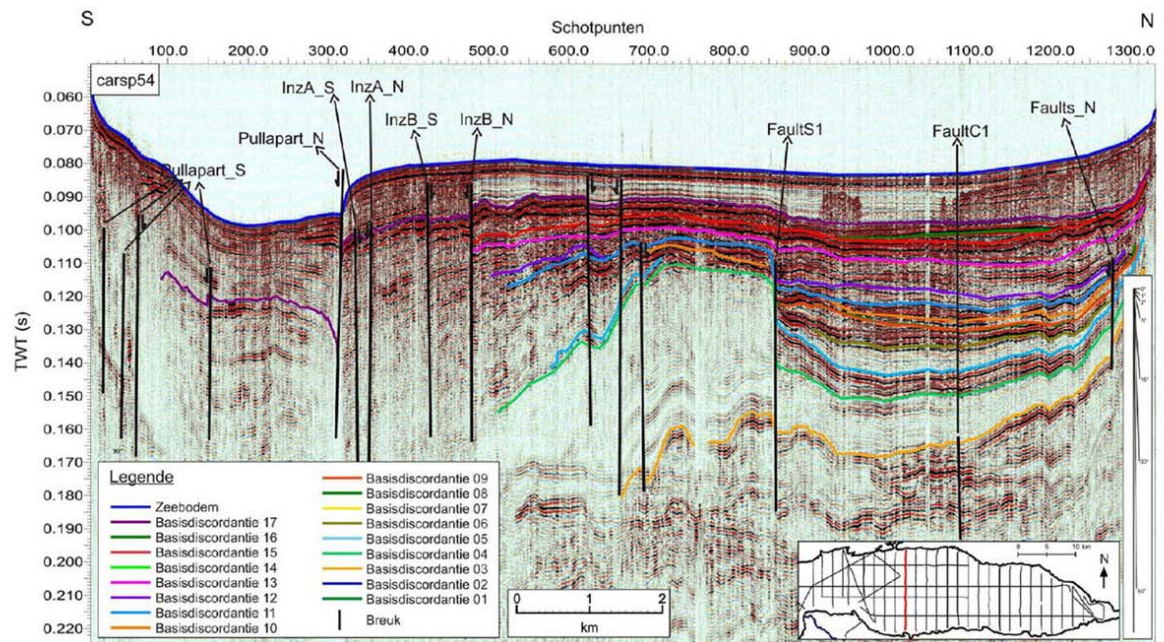


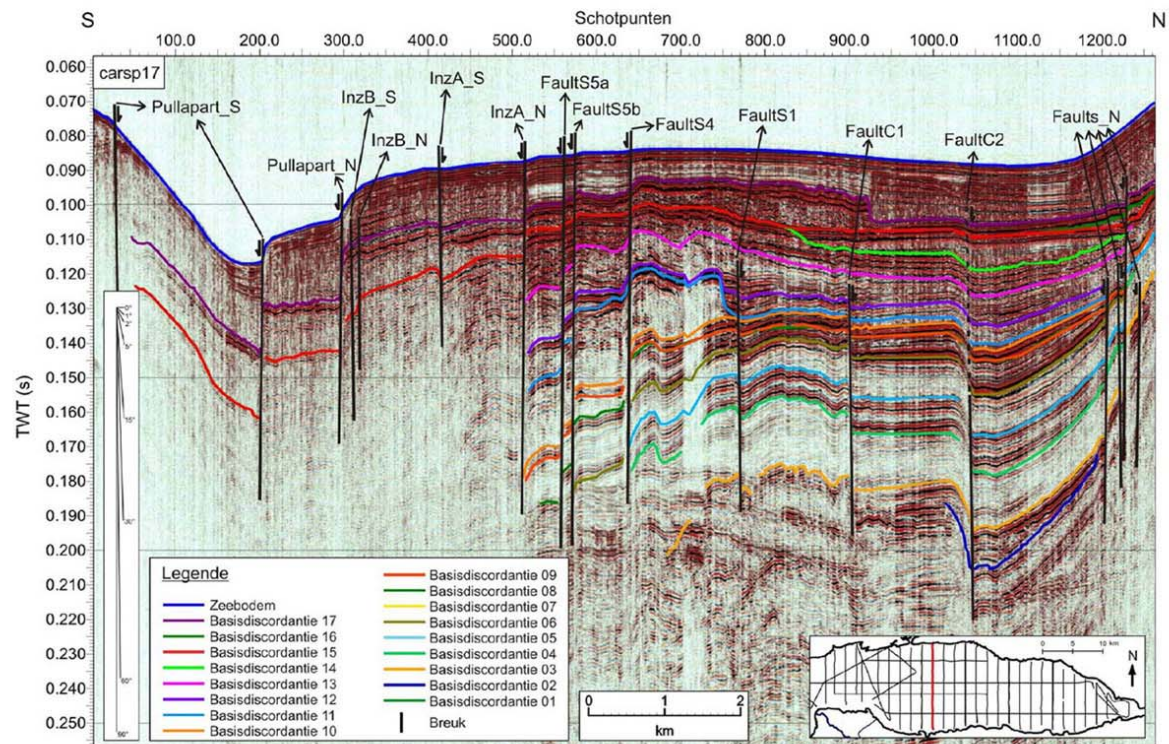
Figure 5.9 : Carte de dénomination des failles
Identification map of the faults.

Nous avons étudié les profils sismiques à haute résolution afin de différencier les failles actives au cours de l'Holocène (*i.e.* susceptibles d'avoir produit et de produire des séismes). Six profils sismiques sont présentés ci-après (planches 1 à 4). Ils permettent de mettre en évidence l'évolution des systèmes de faille.

On remarque que les failles « N » ne déforment pas les unités de transgression. L'activité de cette faille est donc nulle au cours de l'Holocène (profils sp17, sp54, sp58, sp60). Il n'en est pas de même pour les failles E, C et S. Le segment S1 déforme légèrement les sédiments jusqu'au fond marin (profil sp54, figure 5.10). Les failles immédiatement au nord du pull apart (lnz et S5) semblent également actives pendant l'Holocène (sp 17). On remarque enfin que malgré la présence de nombreux plis aux flancs pentés de plus de 10° dans la partie Est du Golfe de Cariaco, la topographie du fond marin de cette zone ne présente pas de déformation particulière (profils sp 24 et 35E figures 5.11 et 5.12).



carsp 54



carsp17

Figure 5.10 : Profils Sparker Sp 54 et Sp 17 avec les dénominations des failles et des réflecteurs
Sparker profiles Sp 54 and Sp 17 with faults and reflectors.

Les failles dont l'activité ne perdure pas au cours de l'Holocène ne répondent pas à un schéma de fonctionnement progressif permettant de caractériser aisément la migration potentielle de la déformation du nord vers le sud. En effet, certaines failles appartenant à la même familles et ayant une période d'activité supposée contemporaine ne découpent forcément les même réflecteurs indiquant des réactivations potentielles de certains petits segments au cours du temps. Le fait que le

système de failles au Nord du Golfe ne soient plus actives infirment l'hypothèse selon laquelle l'ensemble du Golfe (jusqu'à la limite est du Vénézuéla) soit un pull-apart. Nous proposons que le Golfe corresponde plutôt à une structure en fleur négative dans la quelle se mettrait en place plus tardivement le pull-apart de Guaracaya. Les axes de plis visibles dans les profils sont difficilement déterminables car leur longueur d'onde est relativement faible et la continuité des plis d'un profil sismique à l'autre (2 km d'espacement) n'est pas évidente. Nous identifions cependant une direction globalement NW-SE, qui n'est pas en adéquation avec les tenseurs de surface de la zone déterminés par Audemard et al. (2005), mais elle est en accord avec le tenseur de surface mesuré sur la péninsule d'Araya. L'origine de ces plis n'est donc *a priori* pas à chercher dans une dynamique de déformation récente mais plutôt comme une conséquence de la migration de la déformation du nord vers le sud. La morphologie des plis pourrait n'être néanmoins qu'une réponse morphologique à la rupture (morphologie syntectonique) plutôt qu'à l'expression d'une contrainte directe sur les dépôts. La formation de ces plis n'est plus active aujourd'hui comme en témoigne la morphologie du fond marin à l'est du Golfe.

Un travail pointu devra être fourni d'une part sur les profils afin de cartographier les plis et les étudier en 3D et d'autre part sur de nouvelles études de terrain afin de caractériser la déformation à terre qui devrait porter la trace de ce système de déformation.

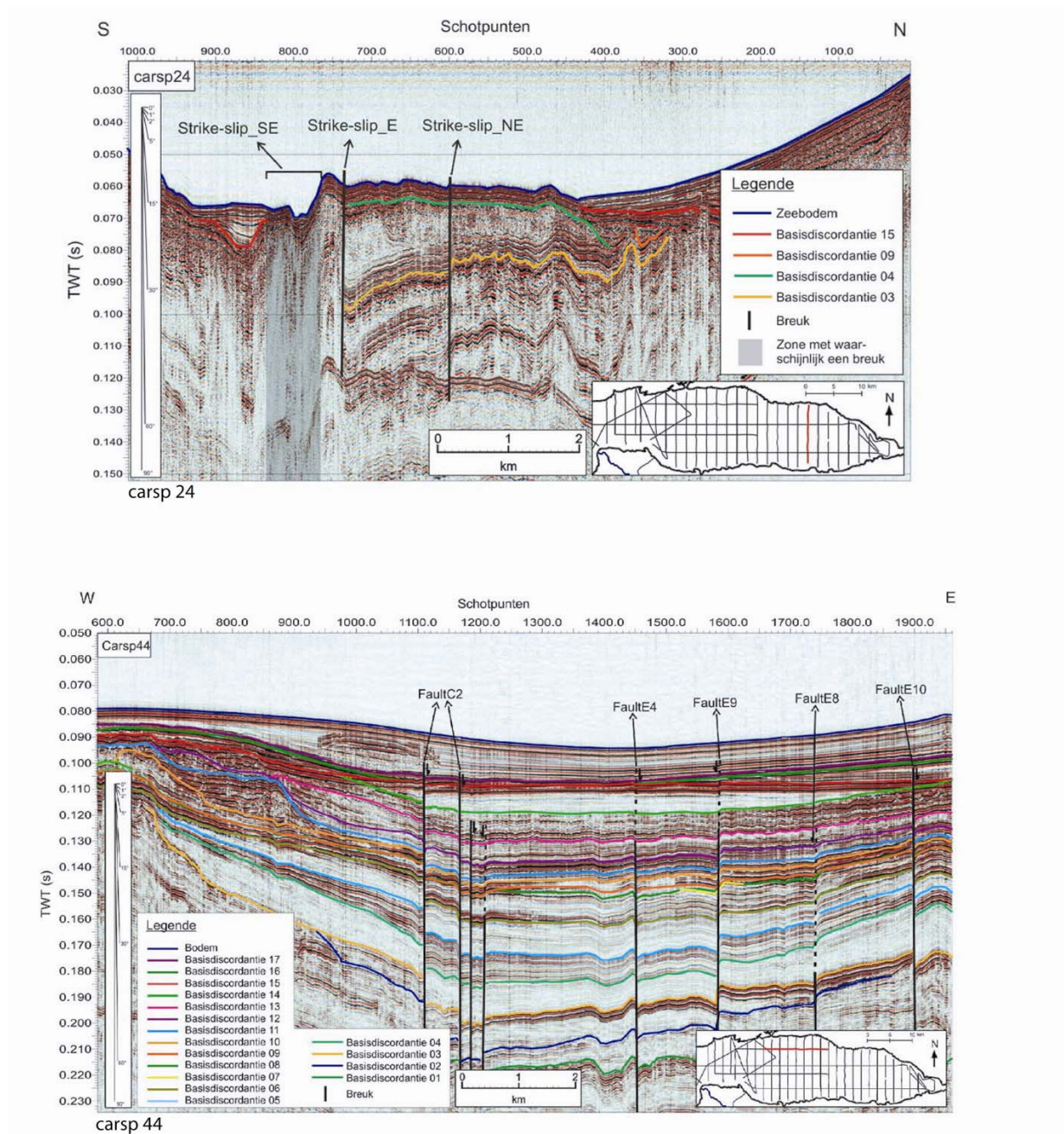


Figure 5.11 : Profils Sparker Sp 24 et Sp 44
Sparker Sp 24 and Sp 44 profiles.

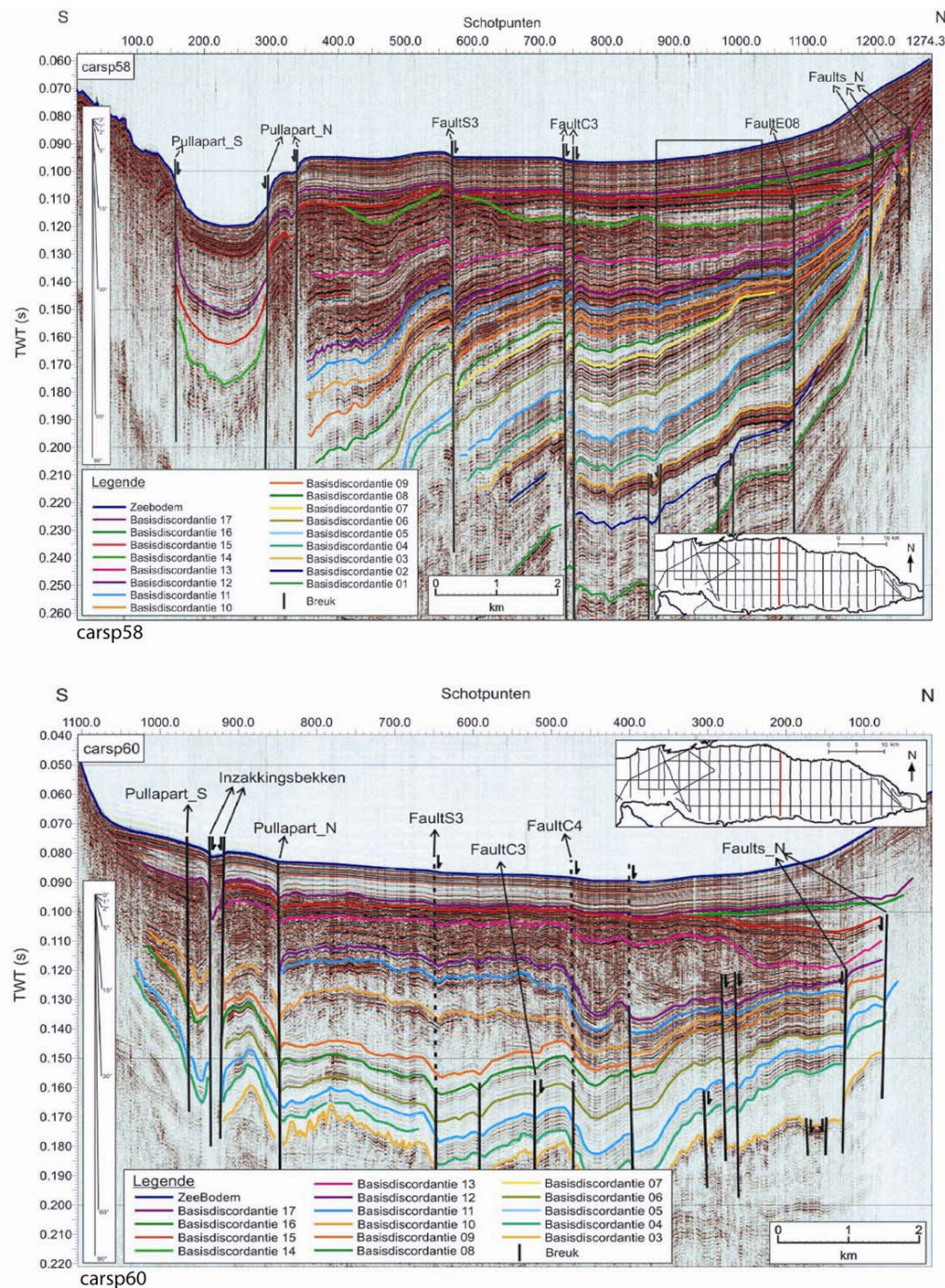


Figure 5.12 : Profils sparker Sp 58 et Sp 60
Sparker Sp 58 ans Sp 60 profiles

F. Approche chronostratigraphie simplifiée

Nous avons recherché dans l'archive sédimentaire la présence de séquences comparables à celle que nous avons définie pour le dernier bas niveau marin sur le profil Pinger 07 (visible également sur les profils Sparker). La dernière séquence évaporitique n'apparaît pas dans l'ensemble du Golfe de Cariaco et se manifeste principalement dans la moitié Nord du Golfe (identifiée principalement sur les profils Sparker 17, 35, 44, 54 et 58 figures 5.10, 5.11 et 5.12) et son épaisseur est maximale sur le profil 44 (Figure 5.11, 10 ms temps double soit une épaisseur de l'ordre de 20 m pour

une loi de vitesse de 3,6 km/s dans des évaporites). Nous avons recherché des structures lenticulaires transparentes associées à des corps deltaïques. Nous identifions six corps deltaïques importants sur le profil 35C (figure 5.13) dont la taille diminue au cours du temps. Ces deltas pourraient être associés à chaque bas niveau marin et représenteraient donc un enregistrement non seulement des bas niveaux marins des stades isotopiques 2, 4 et 6, mais également des variations du niveau marin du stade isotopique 5 (MIS5d et 5b). Cependant les unités transparentes qui pourraient être associées aux bas niveaux majeurs sont difficilement identifiables sur les profils.

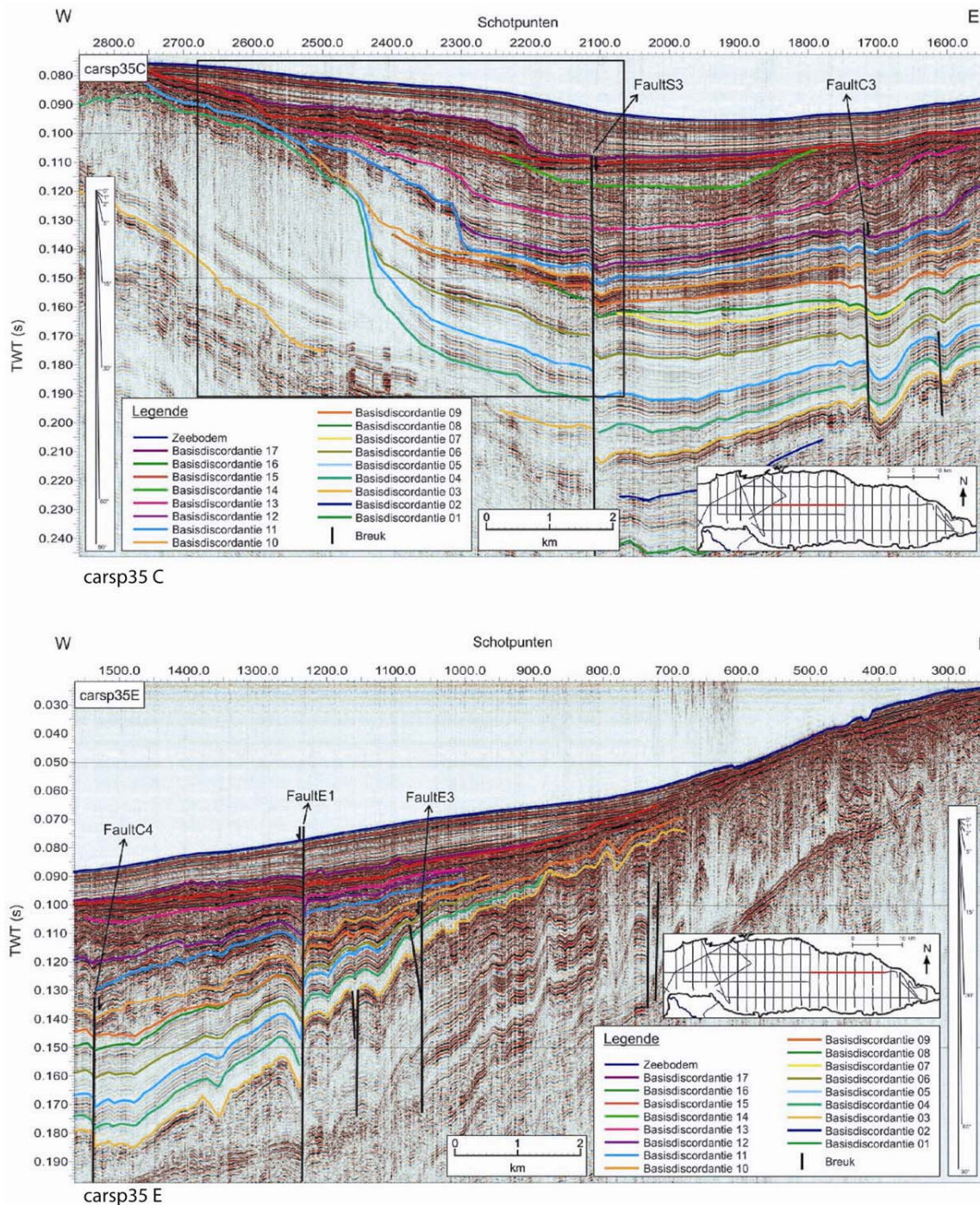


Figure 5.13 : Profiles Sparker Sp 35C et 35E
Sparker Sp 35C and Sp 35E profiles

van Daele (2007) propose un modèle de subsidence (en vitesse) basé sur la profondeur des surfaces supérieures des deltas, supposée constante lors de chaque remontée à cause de l'effet de seuil du détroit de Cariaco. L'auteur en déduit un modèle de subsidence beaucoup plus important au centre du bassin. En appliquant une correction de la subsidence aux surfaces de transgression, l'auteur obtient une courbe d'évolution relative du niveau marin dans le Golfe de Cariaco présentée figure 5.14.

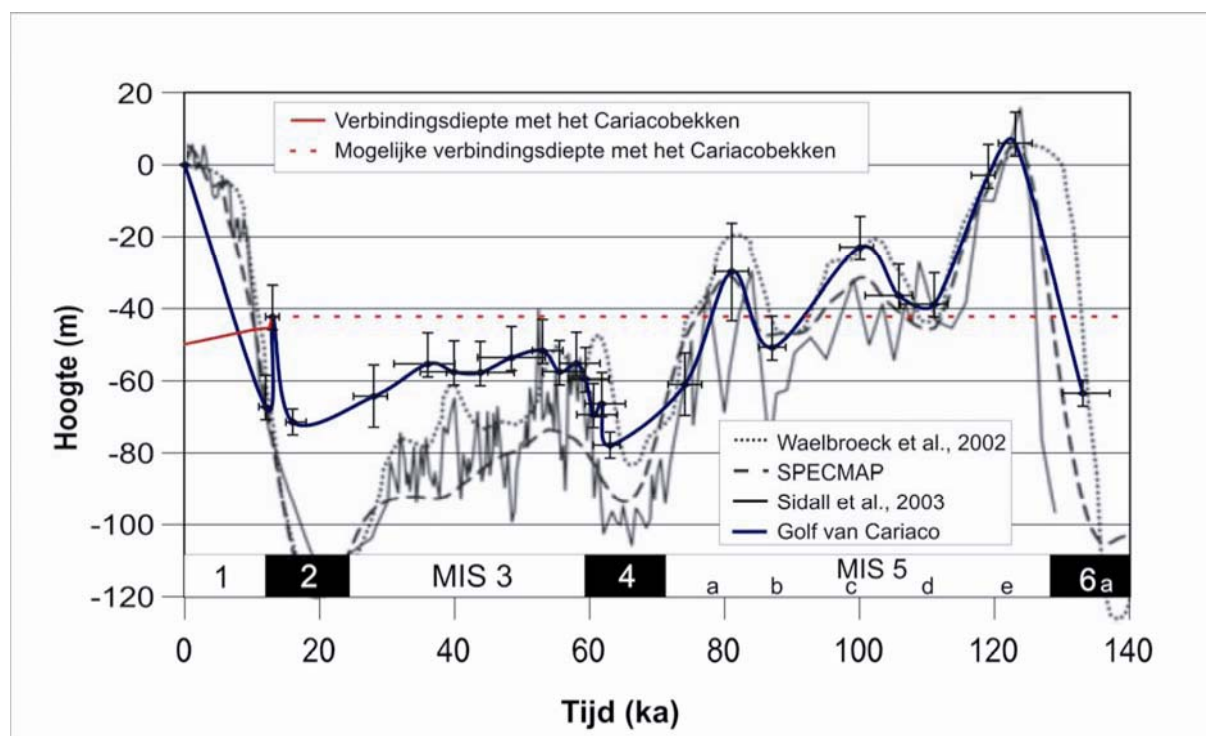


Figure 5.14 : Courbe d'évolution du niveau d'eau dans le Golfe de Cariaco après correction de la subsidence (van Daele, 2007)

Gulf of Cariaco sea level since MIS 6 after correction of subsidence (van Daele, 2007).

Si, comme nous l'avons mentionné, la définition de la subsidence en domaine transformant n'est pas simple, le modèle présenté est cohérent avec l'épaisseur de la séquence transgressive sommitale. Plusieurs points viennent cependant mitiger ce résultat. D'une part, l'évolution de l'épaisseur des séquences deltaïques ne peut pas être exclusivement attribuée aux processus de sédimentation intrinsèques du Rio Manzanares. Nous n'identifions pas de réseau hydrographique relié à l'activité du cours d'eau et la différence d'épaisseur entre les séquences pourraient alors être liée à une modification de la charge sédimentaire de la rivière. En outre, le cours du Rio Manzanares évolue de manière importante au cours du temps et aujourd'hui on peut observer deux branches de la rivière dans la ville de Cumaná, une des branches alimentant la Fosse de Cariaco. Les résultats que nous observons témoigneraient alors d'une alimentation principale à l'est du Cerro Caiguire alors que le remplissage sédimentaire sur lequel a été construite la ville de Cumaná ne s'était pas encore mis en place.

IV.-Conclusions du chapitre

La première campagne d'imagerie sismique haute et très haute résolution dans le Golfe de Cariaco, situé au Nord-Est du Vénézuéla a permis de caractériser la déformation, de définir un zonage sédimentaire ainsi que de proposer des hypothèses concernant la chronologie des dépôts et de la déformation. Les travaux antérieurs de Caraballo (1982) mettaient en évidence, par des méthodes bathymétriques les failles de Cariaco ainsi qu'une bonne partie du réseau de failles correspondant à la Faille d'El Pilar (y compris la dépression de Guaracayal déjà interprétée comme un pull apart). Notre étude révèle, d'une part, une famille de failles orientée NW-SE, dont l'expression morpho-bathymétrique est quasi nulle et, d'autre part, elle nous permet de mettre en évidence un premier découpage temporel de l'activité des failles grâce à l'identification d'une séquence de dépôt correspondant à la dernière transgression. Alors que la faille de Cariaco est inactive au cours de l'Holocène, la faille sismogène d'El Pilar et quelques branches des failles NW-SE sont actives au cours de la même période. Cette observation infirme d'une part l'hypothèse selon laquelle le Golfe de Cariaco serait une grande structure en pull-apart puisque la faille bordière nord n'est plus active et que la déformation a migré par l'intermédiaire de failles orientées NW-SE. Les directions de déformation associées à ces failles ne sont pas en accord avec les tenseurs de contrainte en surface actuels et des investigations à terre doivent être menées (notamment immédiatement à l'Est du golfe) afin de comprendre le mécanisme de déformation.

Nous avons recherché des séquences de dépôt identiques, associées à des corps deltaïques assimilés à des systèmes de dépôt en bas niveau marin (Gilbert deltas) afin de définir un premier calendrier de la déformation. Nous proposons ici un enregistrement minimum des deux derniers cycles climatiques. van Daele (2007) propose un enregistrement plus précis des derniers 130 ka BP, avec une approche sismique de la subsidence.

Au vu de ces premiers résultats préliminaires, l'étude des cortèges deltaïques apparaît cependant comme une piste très intéressante pour comprendre les phénomènes climatiques dans la partie Nord du Venezuela, en complément « détritique » des travaux entrepris depuis près de 10 ans dans la fosse de Cariaco.

D'un point de vue structural, il paraît nécessaire d'augmenter la densité de l'imagerie sismique car notre travail révèle une forte variabilité latérale des structures. Il paraît primordial d'effectuer un relevé bathymétrique haute résolution au niveau de la portion offshore de la faille de Cariaco, des failles transverses et de la faille d'El Pilar afin d'affiner notre connaissance de la géométrie de la structure et des expressions morphologiques de leurs ruptures. Cette méthode a prouvé son utilité au niveau de la Faille Nord Anatolienne dans la Mer de Marmara (Armijo et al., 2005). L'imagerie bathymétrique devrait en outre nous permettre de définir les limites des corps deltaïques issus du Manzanares.

En addition de ces méthodes géophysiques, des carottages profonds (de type CALYPSO ou ODP) doivent être entrepris dans le Golfe. Le carottage des sédiments déposés dans la partie la plus profonde du pull-apart de Guaracayal devrait permettre de définir un calendrier de la sismicité sur une échelle de temps Holocène à Tardiglaciaire. D'autre part, l'intérêt paléoclimatique des apports sédimentaires dans le Golfe de Cariaco est nécessaire afin de comprendre comment se manifestent les changements climatiques au niveau des précipitations, en complément des études menées sur la matière organique dans la fosse de Cariaco (Hughen et al., 2000, 2006). Nous pensons ici principalement à la compréhension des phénomènes sédimentaires associés à la migration de l'ITCZ (Zone de Convergence Inter Tropicale) au cours du Quaternaire récent. Le Golfe de Cariaco est en

effet, au même titre que la Fosse de Cariaco, située à la limite nord des variations saisonnières de l'ITCZ.

CHAPITRE 6

Conclusions générales et perspectives

Dans ce mémoire, nous avons abordé les processus de sédimentation dans trois sites de profondeur et contextes géodynamiques différents, mais tous soumis à une activité sismique importante et destructrice. Nous avons comparé ces résultats avec des sites analogues quand cela était possible.

Nous avons utilisé différentes méthodes géophysiques et géochimiques, sur carottes sédimentaires et en imagerie acoustique afin de comprendre comment la sédimentation est susceptible d'enregistrer l'activité sismique, les changements (paléo-)environnementaux ou encore l'impact de l'homme ; un nos but étant d'optimiser la démarche analytique et le choix des outils à mettre en œuvre. Nous avons donc abordé ces problèmes avec l'étude des sédiments accumulés dans le Lac de Shkodra (confins de l'Albanie et du Monténégro), dans le Golfe de Corinthe (Grèce) et le Golfe de Cariaco (Vénézuéla).

I.-Lac de Shkodra

Le lac de Shkodra est un lac aux dimensions importantes, mais à la profondeur moyenne faible (de l'ordre de 10 m). Le bassin versant du lac est majoritairement carbonaté et le régime climatique est de type méditerranéen. Les événements historiques connus sont deux séismes importants en 1905 et en 1979 ayant entraîné la destruction partielle de la ville de Shkodra et une période de crues catastrophiques en 1961-1962 particulièrement dévastatrices.

Notre optique a tout d'abord été de caractériser la sédimentation récente du lac afin de définir les caractéristiques limnogéologiques de la zone étudiée (taux de sédimentation, nature des sédiments, contenu en matière organique, carbonates...) puis de comprendre l'évolution du système sur une période de temps plus longue.

L'étude des carottes courtes par les radioéléments révèle un taux de sédimentation moyen de l'ordre de 1,7 mm/an en bordure du lac et 5 mm/an dans le centre du lac. L'évolution de la susceptibilité magnétique reflète le détritisme augmente de manière notable suite aux crues de 1962-1963. Grâce à notre modèle d'âge, nous mettons en évidence le Petit Âge Glaciaire, caractérisé par des apports plus importants en particules magnétiques. Enfin, les paramètres texturaux nous ont permis de documenter une baisse de niveau du lac associée à l'installation d'un barrage sur la rivière Drin, dans laquelle se jette le lac. Les divers paramètres que nous avons étudiés ne permettent pas de mettre en évidence une trace significative des séismes historiques.

Nous avons étudié trois carottes longues (SK12, SK13 et SK19) prélevées dans trois domaines différents du lac (bordure NE, centre et bordure SE). Le cadre chronologique est défini par des datations ^{14}C , mais également par identification et caractérisation de téphras, corrélés majoritairement à l'activité des volcans italiens. Nous identifions les cendres des éruptions de Pollena (472 AD), Avellino (3,6 ka cal. BP) et de l'Agnato Monte Spina (4,4 ka cal. BP). Les sédiments du lac permettent d'affiner la connaissance de l'activité volcanique italienne.

La carotte SK19 représente l'intervalle de temps le plus important et permet d'étudier la sédimentation Holocène dans le lac de Shkodra. Plusieurs changements paléoenvironnementaux majeurs sont définis grâce aux paramètres que nous avons étudiés.

Entre la base de la carotte (âge compris entre 12 et 10 ka cal. BP), la dépression de Shkodra n'est pas un environnement lacustre comparable à l'actuel. Les sédiments étudiés sont riches en carbonates, potentiellement en oxydes de fer et marqués par la présence de galets mous. Le cortège argileux est dominé par la kaolinite. On note enfin une absence de diatomées. Cet environnement est peu influencé par les apports détritiques et correspondrait à un environnement de type lagunaire (au sens large) dont les eaux pourraient être saumâtres, malgré un niveau eustatique plus bas qu'à l'actuel.

L'infiltration d'eaux salées *via* le réseau sous-karstique et la position du trait de côte au cours du début de l'Holocène probablement beaucoup plus au nord de sa position actuelle viendraient soutenir cette hypothèse. Jusqu'à 7,4 ka cal. BP, la tendance générale est à la diminution du taux de carbonates. Cette période est pluviale. Un épisode plus sec lui succède qui entraîne un comblement du lac et l'installation d'une sédimentation fortement organique. Lors de la remontée du niveau du lac, la sédimentation devient comparable à celle observée actuellement, du moins en termes de dynamique. La concentration en particules magnétiques met en évidence la présence de deux niveaux de tephres datés à 6,5 ka cal. BP et 3,1 ka cal. BP, ne correspondant pas en terme d'âge à des éruptions connues, mais dont la chimie correspond respectivement à des émissions en provenance des Champs Phlégréens. Les autres variations de susceptibilité magnétiques sont le reflet d'épisodes de crues en liaison avec l'activité solaire. Lors des périodes de diminution de l'activité solaire, le déplacement des cellules atmosphériques entraînerait une augmentation de la formation de cellules cycloniques sur l'Adriatique et donc favoriserait les crues catastrophiques dans le bassin versant du lac. Un changement du taux de sédimentation est observé à 3,4 ka cal. BP alors que les paramètres magnétique et texturaux montrent un changement de la dynamique de dépôt vers 3 ka cal. BP (également suspecté dans l'évolution du cortège argileux). La résolution de modèle d'âge que nous avons défini ainsi que des analyses que nous avons effectué ne permettent pas de contraindre avec précision ce changement de sédimentation, qui serait associé à une modification morphologique plutôt qu'à l'impact d'un changement climatique. Du point de vue de la paléosismicité, aucun dépôt particulier n'a été mis en évidence, mais des indices de liquéfactions ont été identifiés. Nous ne disposons néanmoins d'aucun élément permettant de définir un cadre chronologique de l'activité sismique à partir de la carotte SK19.

La carotte SK12 représenterait un enregistrement de 5 à 6 ka cal. BP. Nous avons étudié les propriétés magnétiques de la carotte (susceptibilité magnétique et aimantation). Notre travail sur la carotte permet de mettre en évidence un troisième niveau de cendres que nous n'avons pas identifié dans la carotte SK19. Les paramètres d'aimantation mettent en outre en évidence une minéralogie magnétique complexe où la (titano-)magnétite est majoritaire mais où les oxydes de fer contribuent également au magnétisme des sédiments. Cette observation vient conforter nos interprétations sur la carotte SK19.

Dans la partie centrale du lac, la carotte SK13 nous donne accès aux 5000 dernières années BP de dépôt avec un taux de sédimentation moyen de 1,4 mm/an. Deux résultats importants ressortent de notre étude : d'une part un enregistrement non perturbé et très précis de l'activité des volcans italiens avec l'identification des éruptions connues précédemment mentionnées (Pollena, Avellino et Agnato Monte Spina), mais également un signal climatique identifié par l'étude des propriétés magnétiques des sédiments (susceptibilité magnétique et anisotropie de susceptibilité magnétique). L'augmentation de susceptibilité magnétique dans la partie supérieure de la carotte est associée au Petit Age Glaciaire. Les paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique semblent varier en association avec l'activité solaire à partir de 1000 AD et reflètent un arrangement des grains sédimentaires plus marqué. Les variations des paramètres texturaux indiquent pour leur part des fluctuations de la dynamique de dépôt difficilement interprétables car elles ne correspondent pas à des changements paléo-environnementaux. En outre, ces perturbations ne sont pas corrélables avec les résultats observés dans la carotte SK19 (qui impliqueraient des variations notables du niveau du lac) et pourraient également correspondre à un effet purement local au centre du lac (variation de courant...).

Nous n'avons pas observé de structures sédimentaires attribuables à la sismicité dans les carottes SK12 et SK13.

Par l'étude de carottes sédimentaires, nous avons mis en évidence des changements paléoenvironnementaux ayant affecté la zone de Shkodra. Nous identifions également une signature climatique à haute fréquence reliée à l'activité solaire. Lorsque le climat est plus froid en Europe de l'Ouest, les précipitations sont plus marquées dans notre zone d'étude et témoignent plutôt d'un changement de régime hydrologique que de variations de température (même si les deux sont liés). Notre étude était entreprise dans le cadre d'un projet visant à mettre en évidence la signature sédimentaire des séismes et définir un cadre d'activité sur la période de temps la plus longue possible. Si nous mettons en évidence des structures pouvant être associées à la sismicité, telles que des figures de liquéfaction, les paramètres que nous avons utilisés ne permettent pas de détecter clairement des impacts de la sismicité à partir des sédiments sur Lac de Shkodra.

Une étude des sédiments déposés à proximité du delta de la rivière Morača au Monténégro devrait permettre peut-être de caractériser plus aisément l'impact de la sismicité sur la sédimentation que pourraient venir compléter le creusement de tranchées.

D'autres études sont à mener dans le bassin versant du lac afin de tracer les sources du matériel sédimentaire, mais également afin de mettre en évidence d'éventuels changements morphologiques responsables de changements de dynamique sédimentaire.

Enfin, des études complémentaires (diatomées, palynofaciès, géochimie...) et à plus haute résolution sont à mener afin de caractériser plus finement les changements paléoenvironnementaux dans cette région soumise à la double influence du climat méditerranéen et du climat Nord-Européen contrôlé par la NAO.

II.-Golfe de Corinthe

Notre étude des processus de sédimentation dans le Golfe de Corinthe est concentrée sur les propriétés magnétiques et texturales du matériel issu de carottages longs. Nous avons particulièrement étudié deux carottes CALYPSO prélevées dans le cadre du projet CRL (Corinth Rift Laboratory) à proximité de la faille d'Antikyria, supposée inactive à l'heure actuelle. Notre objectif était de définir les caractéristiques sédimentaires des éventuels dépôts co-sismiques et d'établir un calendrier (minimal) de l'activité sismique au cours des 20 000 dernières années. Nous nous sommes également intéressés à une potentielle signature paléoclimatique (reliée à l'eustatisme) qui pourrait avoir un impact sur la sédimentation.

L'étude des faciès sédimentaires a montré que la transition entre le Lac de Corinthe et le Golfe de Corinthe (à environ 13 ka cal. BP) était caractérisé par la précipitation d'aiguilles d'aragonite. Les diatomées présentes dans les sédiments non-marins confirment le caractère lacustre d'eau douce du Lac de Corinthe. La (néo-)formation de sulfures de fer (pyrite et greigite) confirment également son caractère anoxique. La formation diagénétique de greigite serait liée à la saturation du milieu (échanges limités avec l'eau) en liaison avec les processus de dépôt. La concentration en particules magnétiques indique une diminution de la proportion de carbonates au cours de la sédimentation marine (marquée par une augmentation de la susceptibilité magnétique). D'après ces paramètres, qui reflètent plutôt la masse d'eau d'un point de vue chimique, la transition lac-mer est rapide (de l'ordre de 2 à 3 ka), mais néanmoins progressive.

Au niveau des processus de sédimentation, nous avons étudié l'évolution de la taille des grains comme indicateur de leur mise en place. La sédimentation est dominée par les dépôts en masse qui se déclinent en deux séquences types. La première correspond aux dépôts de type « homogénite » avec une base grossière (silts grossiers/sables fins) de type « *grain flow* » ou courant de densité

concentré, caractérisée par une base érosive et un contact sommital très marqué avec les sédiments fins sus-jacents. Les sédiments fins sont reconcentrés sous la forme d'une suspension hyperdense.

Le deuxième type d'unités présente une évolution plus progressive. Elle est caractérisée par une base beaucoup plus grossière que dans les homogénites (la taille des grains peut atteindre les cailloutis) et une transition moins marquée avec les sédiments fins qui les surmontent. Ces dépôts sont le plus souvent complexes (polyphasés), et témoigneraient d'un apport de matériel grossier répété à un intervalle de temps court. Les caractéristiques granulométriques indiqueraient la formation d'un courant de densité concentré.

Dans les deux cas, l'évolution des paramètres texturaux permettent d'exclure les courants hyperpycnaux comme mécanisme de mise en place. Il s'agit ici essentiellement de séquences sédimentaires associées à des glissements fluidisés issus des pentes et parfois de la plateforme comme en témoignent les rares débris coquilliers observés. Il est souvent difficile de faire la différence entre les sédiments hémipélagiques fins déposés entre deux événements (s'ils ne sont pas érodés par les courants concentrés suivants) et les sédiments hémipélagiques fins déposés sur les pentes et remis en suspension lors des glissements gravitaires. Nous avons donc étudié la fabrique magnétique des sédiments à partir de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique. La fabrique est normale, de type aplatie. L'étude des paramètres d'ASM révèle que les dépôts d'homogénites (et principalement le terme fin) pourraient être dissociés de la sédimentation plus hémipélagique : les sédiments grossiers sont caractérisés par un degré d'anisotropie faible alors que les sédiments fins de l'homogénite présentent une augmentation notable de la valeur de foliation magnétique. Le degré d'anisotropie augmente également. Cette observation témoigne d'un arrangement particulier des grains dans l'homogénite comme cela avait été déjà suspecté dans les sédiments lacustre du lac du Bourget (Chapron, 1999) ou de la Laguna de Mucubaji (Carrillo et al., 2007). D'autres sédiments fins pourraient être hémipélagiques et montrent une fabrique intermédiaire. Néanmoins lorsque l'on replace les valeurs correspondantes dans le diagramme de Joseph et al. (1998), elles sont toutes caractérisées par un degré d'anisotropie important indiquant que tous les sédiments fins seraient associés aux dépôts co-sismiques.

Sur une échelle de temps plus longue, l'évolution du degré d'anisotropie indique une transition progressive plus lente entre l'environnement de dépôt lacustre et le marin. Ce paramètre, couramment utilisé comme marqueur d'environnement de dépôt est ici interprété comme indicateur hydrodynamique. En effet, aujourd'hui, la sédimentation dans la bassin profond du Golfe de Corinthe est influencée par un léger courant dont la vitesse a été définie à 8 cm/s par Poulos et al. (1996). Ce courant serait induit par les vents et influence la mise en place des sédiments (i.e. la fabrique magnétique). En période lacustre, la stratification des eaux implique des circulations de fond réduites potentiellement liées avec un régime des vents différents. Ces circulations réduites seraient ici mises en évidence au niveau de la fabrique magnétique par un degré d'anisotropie plus faible. L'augmentation de la valeur de ce paramètre entre la période lacustre et marine se déroule sur une période de temps beaucoup plus longue que celle que nous avons mise en évidence par les contenu magnétique.

En domaine lacustre comme en domaine marin, l'essentiel de la sédimentation est induit par les dépôts en masse. Tous les séismes historiques sont identifiés dans les premiers mètres de sédimentation et l'on suppose que l'apport en matériel est suffisant pour envoyer des sédiments dans le bassin profond à chaque fois qu'un séisme de magnitude supérieure à 5.6 se produit.

Nous avons compté le nombre de niveaux grossiers afin de définir des intervalles de récurrence dans les deux carottes. A l'échelle des derniers 20 000 ans, les intervalles de récurrence sont comparables, de l'ordre de 200 ans. Dans le détail, les deux carottes présentent plus de dépôts en environnement lacustre qu'en environnement marin indiquant soit une augmentation de la sismicité (en liaison avec

la remontée du niveau marin) soit une diminution du seuil de déclenchement en relation avec le niveau marin plus bas et l'apport de sédiments plus conséquent sur la plateforme et externe et les pentes. On note moins d'événements dans la carotte 2479 que dans la carotte 2477. Cette carotte enregistre probablement essentiellement les événements associés aux failles Nord (Itea, Pagalos, Antikyra...) alors que la carotte 2477 pourrait également être influencée par les dépôts issus de la marge Sud.

Dans les deux carottes, on note un intervalle de récurrence de l'ordre de 120 ans au cours de la première moitié de l'Holocène.

L'étude plus fine des paramètres texturaux et magnétiques ainsi que de nouvelles datations pourraient permettre d'affiner nos interprétations. Afin de vérifier l'origine du matériel dans les deux carottes, nous proposons une étude paléomagnétique sur échantillons discrets ou sur U-Channels qui permettra la définition de l'orientation des sections et donc de discuter la direction d'apport sédimentaire grâce aux données de déclinaison magnétiques dont nous disposons avec l'ASM. Enfin, l'étude géophysique par (micro-)bathymétrie et sismique haute/très haute résolution permettrait de mettre en évidence d'éventuelles chenalisation sur la plateforme externe.

III.-Golfe de Cariaco

Notre étude sur le Golfe de Cariaco est basée sur 1.000 km d'imagerie sismique HR et THR acquise en janvier 2006. Les premiers résultats issus de cette campagne permettent de définir le réseau de failles associé à la Faille de Cariaco au Nord, la Faille d'El Pilar au Sud mais également un réseau orienté NW-SE. Une chronologie préliminaire d'activité des failles est proposée à partir de l'analyse séquentielle des premiers mètres de sédiments. Nous mettons en évidence une unité transparente dont la limite supérieure correspond à un réflecteur très marqué interprété comme la dernière surface de transgression. L'unité sous-jacente correspondrait alors au système de bas niveau marin, lacustre ou lagunaire dans les zones les plus profondes du Golfe avec un dépôt potentiel d'évaporites, expliquant le faciès acoustique de faible énergie. Les cortèges transgressifs et de haut niveau (drapé Holocène transparent) sont également imagés.

A partir de cette première chronostratigraphie, nous avons étudié l'activité des failles en séparant celles qui sont actives à l'heure actuelle de celles dont l'activité n'est plus significative depuis le début de l'Holocène. La Faille de Cariaco est aujourd'hui inactive. La Faille d'El Pilar est la faille sismogène principale au Nord Est du Vénézuéla. Deux séismes majeurs ont frappé cette zone au cours du XX^{ème} siècle (1929 et 1997). L'étude des profils sismiques permet de mettre en évidence un partitionnement de la déformation. La Faille d'El Pilar, le pull apart de Guaracayal constituant un relais extensif. C'est sur la branche est que s'est déroulée la rupture de 1997 alors que le séisme de 1929 est associé à une rupture sur la branche ouest. Ce partitionnement se retrouve, dans une certaine mesure, avec l'indentification de mouvements gravitaires que l'on attribue aux deux séismes. Certains profils tirés dans la partie orientale du Golfe montrent des glissements superficiels (lateral spread) alors que d'autres profils situés à l'Ouest de Guaracayal imagent des slumps recouverts par un petit drapé. Ces dépôts sont ici attribués au séisme de 1929, mais ils pourraient être le fait d'un séisme antérieur. Le carottage de cette zone et l'utilisation de radioéléments permettraient de vérifier cette hypothèse. Concernant enfin le système de failles transversal, il semble qu'il joue le rôle de relais entre les failles de Cariaco et d'El Pilar. La direction de ces failles n'est cependant pas en accord avec le champ de contrainte actuel. Ces failles ne sont plus actives dans leur majorité.

Nous nous sommes également intéressés à l'accumulation sédimentaire sur une période de temps plus longue. Les sédiments sont principalement apportés aujourd'hui par le Rio Manzanares à l'ouest. Notre étude met en évidence une influence non négligeable d'un second cours d'eau au cours du Quaternaire : le Rio Casanay. De nos jours, cette rivière se jette dans des marais à l'est du Golfe de Cariaco. Nous interprétons les surfaces de topsets deltaïques comme des surfaces de transgression et nous proposons que les sédiments les plus anciens imagés par la sismique se soient déposés au cours du stade isotopique 6 (soit environ 130 ka BP).

Les résultats de cette première campagne sont très prometteurs et nécessitent des carottages longs afin de vérifier les hypothèses quand à l'âge du remplissage, la nature des sédiments correspondant au faciès transparent des unités de bas niveau marin. Le carottage du pull-apart de Guaracayal permettra en outre la définition d'un cadre d'activité sismique par l'indentification et la datation de niveaux d'homogénites et/ou sismoturbidites comme c'est le cas dans les bassins profonds de la Mer de Marmara. Enfin l'étude microbathymétrique du Golfe de Cariaco permettrait de caractériser les traces des failles en Mer.

IV.-Impacts de la sismicité sur la sédimentation

Au cours de ce travail, nous nous sommes intéressés au potentiel de nos sites d'études pour enregistrer la sismicité, afin d'essayer d'en tirer des règles plus générales sur le choix des enregistrements de paléosismicité. Les signatures sédimentaires sous-aquatiques classiques des séismes sont l'identification de slumps et les dépôts de sismoturbidites et/ou homogénites (les liquéfactions étant plutôt typiques des dépôts émergés ou sous faible tranche d'eau). L'imagerie géophysique du Golfe de Cariaco met en évidence quelques structures de slump que nous avons associés aux séismes du XX^{ème} siècle, mais nous n'avons pas identifié de dépôts plus anciens. Dans les carottes de Corinthe, un seul dépôt de slump a été mis en évidence mais l'essentiel de la sédimentation semble exclusivement contrôlé par la sismicité, comme c'est le cas également dans les bassins profonds de la Mer de Marmara. Enfin, dans le lac de Shkodra, si nous mettons en évidence des structures de liquéfaction, aucun dépôt gravitaire n'a été mis en évidence au cours du temps. Le lac semble avoir toujours été dans une configuration proche de celle d'aujourd'hui et il semble impossible de créer des homogénites s.s. dans de tels contextes. Des indices de remobilisation sont mis en évidence par la fabrique magnétique (ASM). Cette méthode, relativement peu utilisée en sédimentologie, est ici appliquée à haute résolution sur les sédiments de nos deux sites et permettent de montrer à Corinthe que tous les sédiments fins se sont mis en place sous l'action d'un courant plutôt qu'en suspension pure.

CHAPITRE 7

Bibliographie

- Adams, J., 1981. Earthquakes, Landslides, and large dams in New Zealand. Bulletin New Zealand National Society for Earthquake Engineering, 14(2): 93-95.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N. and Yasar, D., 1999. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor. Marine Geology, 153(1-4): 275-302.
- Aliaj, S. et al., 2001a. Probabilistic seismic hazard maps for Albania. 13th world conference on Earthquake Engineering: 14.
- Aliaj, S., Baldassarre, G. and Shkupi, D., 2001b. Quaternary subsidence zones in Albania: some case studies. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 59(4): 313.
- Alvisi, F. and Frignani, M., 1996. ^{210}Pb -derived sediment accumulation rates for central Adriatic Sea and crater lakes Albano and Nemi (central Italy). Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lakes and Adriatic Sediments. Mem. Ist. ital. Idrobiol., 55: 303-320.
- Ambraseys, N.N., 1988. Engineering Seismology. Earthquake engineering & structural dynamics(17): 1-105.
- Andronico, D. et al., 1995. Geological map of Somma-Vesuvius volcano. Periodico de mineralogia, 64: 77-78.
- Appleby, P.G., 2002. Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: L. W.M. and J.P. Smol (Editors), Basin analysis, coring and chronological techniques, developments in paleoenvironmental research. Tracking environmental change using lake sediments. Kluwer academic, pp. 171-203.
- Appleby, P.G. and Oldfield, F., 1992. Application of ^{210}Pb to sedimentation studies, in M. Ivanovitch, R.S. Harmon (Eds.). Uranium-series Disequilibrium. Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences: 731-778.
- Appleby, P.G., Richardson, N. and Nolan, P.J., 1991. ^{241}Am dating of lake sediments. Hydrobiologia, 214(1): 35-42.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: timing and kinematics. Geology, 27(3): 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., King, R., Rigo, A. and Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. Geophysical Journal International, 126: 11-53.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. and Barka, A., 2002. Asymmetric partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the Anatolian fault. Terra Nova, 14: 80-86.

- Armijo, R. et al., 2005. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6(6): 29.
- Arnaud, F., 2003. Signatures climatique et anthropique dans les sédiments Holocènes des lacs du Bourget et d'Anterne, University of Lille1, 196 pp.
- Arnaud, F. et al., 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). *Terra Nova*, 14(4): 225-232.
- Ascanio, G., 1972. geologia de los cerros de Caguire, Cumana, Estado Sucre. Mem.IV Congr. geol. Ven, III: 1279-1288.
- Atkinson, G., 1984. Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra*, 1: 107-123.
- Aubouin, C., 1974. Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *Bulletin de la société géologique de France*, 7(XV): 426-460.
- Aubourg, C. and Oufi, O., 1999. Coring-induced magnetic fabric in piston cores from the western mediterranean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161: 129-136.
- Audemard, F., 2007. Revised seismic history of the El Pilar fault, Northeastern Venezuela, from the Cariaco 1997 earthquake and recent preliminary paleoseismic results. *Journal of Seismology*, 11(3): 311-326.
- Audemard, F. et al., 2007. La depresion submarina de Guaracayal, Estado Sucre, Venezuela: una barrera para la preparacion de la ruptura cosismica a la largo de la falla de el Pilar. *Interiencia*, 32(11): 735-741.
- Audemard, F., Machette, M., Cox, J., Hart, R. and Haller, K., 2000. Map of Quaternary Faults of Venezuela. Scale 1:2,000,000; jointly published with Database of Quaternary Faults in Venezuela and Offshore regions (USGS Open-File Report 00-18; 78 p). A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2: Major active Faults of the World.
- Audemard, F.A., 2006. Surface rupture of the Cariaco July 09, 1997 earthquake on the El Pilar fault, northeastern Venezuela. *Tectonophysics*, 424(1-2): 19-39.
- Audemard, F.A., Romero, G., Rendon, H. and Cano, V., 2005. Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4): 181-233.
- Balsam, W.L. and Deaton, B.C., 1996. Determining the composition of late Quaternary marine sediments from NUV, VIS, and NIR diffuse reflectance spectra. *Marine Geology*, 134(1-2): 31.
- Balsam, W.L., Deaton, B.C. and Damuth, J.E., 1998. The effects of water content on diffuse reflectance spectrophotometry studies of deep-sea sediment cores. *Marine Geology*, 149(1-4): 177.
- Balsam, W.L., Deaton, B.C. and Damuth, J.E., 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Marine Geology*, 161(2-4): 141.

- Balsley, J.R. and Boddington, A.F., 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *American Journal of Science*, 258A: 6-20.
- Bard, E. et al., 1994. The North Atlantic atmosphere-sea surface ^{14}C gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 126(4): 275-287.
- Bard, E. et al., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382: 241-244.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. and Zindler, A., 1990. Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30 000 years using mass spectrometry U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345: 405-410.
- Barka, A. and al., e., 2002. The surface rupture and slip distribution of the 17th August 1999 Izmit earthquake M 7.4, North Anatolian fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92: 43-60.
- Barka, A. and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7: 663-684.
- Barrier, E., Chamot-Rooke, N. and Giordano, G., 2004. geodynamical map of the Mediterranean, Sheet 1: Tectonics and Kinematics.
- Baumbach, M. et al., 2004. Aftershock pattern of the July 9, 1997 Mw=6.9 Cariaco earthquake in Northeastern Venezuela. *Tectonophysics*, 379(1-4): 1-23.
- Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., van, R.P. and de, B.M., 1996. Enhanced seismicity in the early post-glacial period; evidence from the post-Wurm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *Journal of Geodynamics*, 22(1-2): 155-171.
- Beck, C. et al., 2007. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199(1-2): 65.
- Beeton, A. and Karaman, G.S., 1981. General Summary. The Biota and Limnology of Lake Skadar: 429-436.
- Bellizzia, A., Pimentel, N. and Bajo de Osuna, R., 1976. Mapa geológico-estructural de Venezuela. Scale 1: 500,000. Ministerio de Minas e Hidrocarburos., Caracas.
- Benetatos, C. and Kiratzi, A., 2006. Finite-fault slip models for the 15 April 1979 (Mw 7.1) Montenegro earthquake and its strongest aftershock of 24 May 1979 (Mw 6.2). *Tectonophysics*, 421(1-2): 129-143.
- Bernard, P. et al., 2006. Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, 426(1-2): 7-30.
- Bertrand, S., 2005. Sédimentation lacustre postérieure au dernier maximum glaciaire dans les lacs Icalma et Puyehue (Chili meridional): Reconstitution de la variabilité climatique et des événements sismo-tectoniques, Ph.D. Thesis, Université de Liège.
- Blanchet, C., 2006. Variabilité climatique et océanique du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Propriétés magnétiques et géochimiques des sédiments de la marge Nord-Ouest américaine subtropicale., Aix Marseille III, 296 pp.

- Blanchon, P. and Shaw, J., 1995. Reef drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology*, 23(1): 4-8.
- Bloesch, J., 1995. Mechanisms, measurement and importance of sediment resuspension in lakes. *Marine Freshwater Research*, 46(1): 295-304.
- Bolt, B.A., 1993. *Earthquakes and Geological Discovery*. 299.
- Bond, G. et al., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic Climate during the Holocene. *Science*, 294: 2130-2136.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam.
- Bourrouilh-Le Jan, F.G., Beck, C. and Gorsline, D.S., 2007. Catastrophic events (hurricanes, tsunami and others) and their sedimentary records: Introductory notes and new concepts for shallow water deposits. *Sedimentary Geology*, 199(1-2): 1-11.
- Boutareaud, S., 2003. Etude de l'enregistrement sédimentaire de la sismicité dans les environnements marins: l'exemple des sédiments récents de la Mer de Marmara. Université de Bordeaux 1, pp. 114.
- Bowman, D., Korjenkov, A. and Porat, N., 2004. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sedimentary Geology*, 163(3-4): 211-228.
- Boygale, J., 1999. Variability of tephra in lake and catchment sediments, Svinavatn, Iceland. *Global and Planetary Change*, 21(1-3): 129-149.
- Briole, P. et al., 2000. Active deformation of the Corinth Rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990-1995. *Journal of Geophysical Research*, 105(B11): 25 605-25 626.
- Brooks, M. and Ferentinos, G., 1984. Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia Channels, western Greece. *Tectonophysics*, 101: 25-54.
- Buric, P., 1966. *Geologija lezista bokista Crne Gore*. Géologie des gîtes de bauxite du Monténégro (Yougoslavie), Geoloski Zavod u Sarajevu. Institut de géologie de Sarajevo, 277 pp.
- Cagatay, M.N. et al., 2000. Late Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas. *Marine Geology*, 167-206(3-4): 191.
- Cagatay, M.N. et al., 2003. Sea-level changes and depositional environments in the Izmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late glacial-Holocene period. *Marine Geology*, 202(3-4): 159-173.
- Calais, E. et al., 1989. Evolution paléogéographique et structurale du domaine caraïbe du Lias à l'Actuel: 14 étapes pour 3 grandes périodes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 309(II): 1437-1444.
- Campos, V., 1981. Une transversale de la Chaîne Caraïbe et de la marge vénézuélienne dans le secteur de Carúpano (Vénézuéla oriental): structure géologique et évolution géodynamique., UBO, Brest, 160 pp.

- Caraballo, L.F., 1982. Golfo de Cariaco. Parte 1: Morfología y batimetría submarina. Estructuras y tectonismo reciente. Boletín del Instituto Oceanográfico, 21(1-2): 13-35.
- Carrillo, E., 2006. L'Enregistrement sédimentaire de la sismicité récente le long de la frontière sud-occidentale de la plaque Caraïbe (Faille de Bocono): modalités et chronologie. Contribution à l'estimation de l'aléa sismique régional. University of Savoie, pp. 323.
- Carrillo, E. et al., 2006. A late Pleistocene natural seismograph along the Bocono Fault (Merida Andes, Venezuela): the moraine-dammed Los Zerpa paleo-lake. bulletin de la société géologique de France, 177(1): 3-17.
- Carrillo, E., Beck, C., Audemard, F., Moreno, E. and Ollarves, R., in press. Disentangling Late Quaternary climatic and seismo-tectonic controls on Lake Mucubají sedimentation (Mérida Andes, Venezuela). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.
- Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. Springer-Verlag, London, 623 pp.
- Chapron, E., 1999. Contrôles climatiques et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (lac du Bourget) durant le quaternaire récent. Géologie Alpine, 30: 258.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. and Deconinck, J.F., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). Terra Nova, 11(2-3): 86-92.
- Chéry, J., 2001. Core complex mechanics: From the Gulf of Corinth to the Snake Range. Geology, 29(5): 439-442.
- Chester, R. and Elderfield, H., 1966. The infra-red determination of total carbonate in marine carbonate sediments. Chemical Geology, 1: 277-290.
- Clague, J.J. and Evans, S.G., 2000. A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. Quaternary Science Reviews, 19(17-18): 1763-1783.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. Physics of the Earth and Planetary interiors, 13: 260-267.
- Dearing, J., Hu, Y., Doody, P., James, P.A. and Brauer, A., 2001. Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yr at the Petit Lac d'Annecy, France, based on mineral magnetic data. Journal of Paleolimnology, 25(2): 245.
- Deaton, B.C. and Balsam, W., 1991. Visible spectroscopy-A rapid method for determining hematite and goethite concentrations in geological materials. Journal of Sedimentary Petrology, 61: 628-632.
- Debret, M., 2005. Sédimentologie de la grande carotte du lac du Bourget: Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques depuis 11 000 ans, 56 pp.
- Debret, M. et al., 2006. Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. Marine Geology, 229(1-2): 15.
- Denton, G.H. and Karlén, W., 1973. Holocene climatic variations - Their pattern and possible cause. Quaternary Research, 3: 155-205.

- Dercourt, J., 1968. Sur l'accident de Scutari Pèc. La signification paléogéographique de quelques séries condensées en Albanie septentrionale. *Annales de la société géologique du Nord*, LXXXVIII: 109-117.
- Dercourt, J., 1970. L'expansion océanique actuelle et fossile, ses implications géotectonique. *Bulletin de la société géologique de France*, VII(XII): 261-317.
- Di Vito, M.A. et al., 1999. Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(2-4): 221-246.
- Duni, L., Kuka, N. and Dushi, E., 2003. Monitoring of Seismicity in Albania. *CSEM/ESMC Newsletter*(20): 24.
- Dunlop, D.J. and Özdemir, O., 1997. Rock magnetism, fundamentals and frontiers. *Cambridge studies in magnetism*. Cambridge city presse, 574 pp.
- Egli, R., 2004. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 3. Bacterial magnetite and natural processes in lakes. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(13-14): 869.
- Eris, K.K. et al., 2007. The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of Istanbul. *Marine Geology*, 243(1-4): 57-76.
- Evans, M. and Heller, F., 2003. *Environmental Magnetism. Principles and Applications of environmental magnetics*. International Geophysics series, Vol. 86. Academic Press, 299 pp.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17 000 year glacio-eustatic sea level record; influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 342: 637-642.
- Flerit, F., Armijo, R., King, R., Meyer, B. and Barka, A., 2003. Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors. *geophysical Journal International*, 154: 1-7.
- Flotté, N., Sorel, D., Muller, C. and Tensi, J., 2005. Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: Example of the Pleistocene Corinth-Patras rift (Greece). *Tectonophysics*, 403(1-4): 77-94.
- Folk, R.L. and Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Fretzdorff, S., Paterne, M., Stoffers, P. and Ivanova, E., 2000. Explosive activity of the Reunion Island volcanoes through the past 260,000 years as recorded in deep-sea sediments. *Bulletin of Volcanology*, 62(4): 266-277.
- Gervais, A., Mulder, T., Savoye, B. and Gonthier, E., 2006. Sediment distribution and evolution of sedimentary processes in a small sandy turbidite system (Golo system, Mediterranean Sea): implications for various geometries based on core framework. *Geo-Marine Letters*, 26(6): 373.
- Grove, J.M., 1988. *The Little Ice Age*. Methuen, London, 500 pp.
- Grove, J.M., 2004. *Little Ice Ages ancient and modern*, 2nd edition. Routledge, London, 512 pp.

- Hackley, P.C., Urbani, F., Karlsen, A.W. and Garrity, C.P., 2005. Geologic shaded relief map of Venezuela. Open-File Report.
- Hall, F.R., Cisowski, S. and King, J.W., 1997. Magnetic hysteresis properties of fine grained magnetic iron sulfide nodules and crusts on the Amazon fan. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155: 245-249.
- Hasiotis, T., Charalampakis, M., Stefatos, A., Papatheodorou, G. and Ferentinos, G., 2006. Fan delta development and processes offshore a seasonal river in a seismically active region, NW Gulf of Corinth. *Geo-Marine Letters*, 26(4): 199-211.
- Hasiotis, T., Papatheodorou, G., Bouckovalas, G., Corbau, C. and Ferentinos, G., 2002. Earthquake-induced coastal sediment instabilities in the western Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology*, 186(3-4): 319-335.
- Haug, G.H., Hughen, K., Sigman, D.M., Peterson, L.C. and Röhl, U., 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*, 293: 1304-1308.
- Heiri, O., Lotter, A.F. and Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1): 101.
- Helmke, J.P., Schulz, M. and Bauch, H.A., 2002. Sediment-Color Record from the Northeast Atlantic Reveals Patterns of Millennial-Scale Climate Variability during the Past 500,000 Years. *Quaternary Research*, 57(1): 49-57.
- Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux Argileux: préparation analyse diffractométrique et détermination. *Société Géologique du Nord*, 12, Villeneuve D'Ascq Cedex, 135 pp.
- Hu, Y., Oldfield, F., Manalt, F. and Beck, C., 2001. The environmental significances of magnetic measurements of Late Pleistocene and Holocene sediments from the Grand Lac d'Annecy, eastern France. *Journal of Paleolimnology*, 25: 193-203.
- Hughen, K. et al., 2004. MARINE04 marine radiocarbon age calibration 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1059-1086.
- Hughen, K., Southon, J., Lehman, S., Bertrand, C. and Turnbull, J., 2006. Marine-derived ^{14}C calibration and activity record for the past 50,000 years updated from the Cariaco Basin. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24): 3216-3227.
- Hughen, K., Southon, J., Lehman, S. and Overpeck, J.T., 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science*, 290: 1951-1954.
- Indinger, P., 1999. Pigmentanalytische Untersuchungen der sedimente eines fakultativ meromiktischen Küstensees: Malo Jezero, Insel Mljet, Kroatien. *Universität Wien*, pp. 65.
- Isaia, R., D'Antonio, M., Dell'Erba, F., Di Vito, M. and Orsi, G., 2004. The Astroni volcano: the only example of closely spaced eruptions in the same vent area during the recent history of the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133(1-4): 171-192.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-67.

- Ji, J., Balsam, W. and Chen, J., 2001. Mineralogic and Climatic Interpretations of the Luochuan Loess Section (China) Based on Diffuse Reflectance Spectrophotometry. *Quaternary Research*, 56(1): 23-30.
- Ji, J. et al., 2005. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1-2): 61-70.
- Jiang, W., W, H., Roberts, A.P. and Horng, C., 2003. Geochemical and Paleomagnetic implications of Iron-Sulfide formation in clayey sediments from the upper Pliocene Valle Ricca Section Italy. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 84(46).
- Jibson, R.W., 1996. Using landslide for paleoseismic analysis. *Paleoseismology*, 62. Academic Press, London, 397-437 pp.
- Joseph, L.H., Rea, D.K. and Pluijm, B.A.V., 1998. Use of grain size and magnetic fabric analyses to distinguish among depositional environments. *Paleoceanography*, 13: 491-501.
- Kanamatsu, T. and Matsuo, K., 2003. Rock magnetic study of sediments from the Japan Trench, ODP Leg 186: implications for deformation of sediments. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 186: 1-21.
- Karaman, G.S. and Beeton, A., 1981. The biota and limnology of lake Skadar. *Smithsonian Institution, Washington DV / Univerzitet Veljko Vlahvic*, 450 pp.
- Karnik, V., 1996. Seismicity of Europe and the Mediterranean.
- Kastens, K.A. and Cita, M.B., 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 92(11): 845-857.
- Kociaj, S. and Sulstarova, E., 1980. The earthquake of June 1, 1905, Shkodra, Albania; Intensity distribution and macroseismic epicentre. *Tectonophysics*, 67(3-4): 319-332.
- Kolaneci, M., 2000. Flood risks in Albania. <http://wbIn0018.worldbank.org/ECA/ECSSD.nsf/21fa768764fd12de85256bf1005aac54/ea8010647817a5e785256b7c00564495?OpenDocument>: 2-15.
- Kübler, B., 1969. Cristallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal part of the Alps, *Refrarte der Vortage auf der 47 Jahrstgung des deutsch. Mineral. Ges.*: 29-40.
- Kuscu, I. et al., 2005. Seafloor gas seeps and sediment failures triggered by the August 17, 1999 earthquake in the Eastern part of the Gulf of Izmit, Sea of Marmara, NW Turkey. *Marine Geology*, 215(3-4): 193-214.
- Lakusic, R. and Pavlovic, D., 1981. Associations of Lake Skadar aquatic vegetation. *The Biota and Limnology of Lake Skadar*: 125-125.
- Lamb, M.P. and Parsons, J., 2005. High-density suspensions formed under waves. *Journal of Sedimentary Research*, 75(3): 386-397.
- Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A. and Silenzi, S., 2004. Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 23(14-15): 1567-1598.

- Lasca, N.P., Radulovic, V., Ristic, R.J. and Cherkauer, D.S., 1981. Geology, hydrology, climate and bathymetry of Lake Skadar. *The Biota and Limnology of Lake Skadar*: 17-38.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R. and Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe. *Journal of Geophysical Research*, 100(12): 12 675-12 690.
- Le Pichon, X. et al., 2001. The active Main Marmara Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(4): 595-616.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Peterson, L.C. and Hughen, K., 2002. Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science*, 301: 1361-1364.
- Lee, K.K., 1981. Application of mathematical modelling in studying of Lake Skadar circulation patterns. *The Biota and Limnology of Lake Skadar*: 56-65.
- Levi, T., Weinberger, R., Aïfa, T., Eyal, Y. and Marco, S., 2006. Earthquake-induced clastic dikes detected by anisotropy of magnetic susceptibility. *Geology*, 34(2): 69-72.
- Lignier, V., Beck, C. and Chapron, E., 1998. Caractérisation géométrique et texturale de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans une formation quaternaire glaciolacustre des Alpes ("les Argiles du Trièves"). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes*, 327(10): 645-652.
- Lövstedt, C.B. and Hargeby, A., 2005. Seasonal variation in resuspension in a shallow Swedish lake - Potential factors. 15th international northern research basin symposium and workshop, Lulea to Kvikkjokk, Sweden: 101-109.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- Lowe, J.J. et al., 2007. Age modelling of late Quaternary marine sequences in the Adriatic: Towards improved precision and accuracy using volcanic event stratigraphy. *Continental Shelf Research*, 27(3-4): 560-582.
- Lykousis, V., Sakellariou, D., Moretti, I. and Kaberi, H., 2007. Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: Sequence stratigraphy, sedimentation, fault-slip and subsidence rates. *Tectonophysics*, 440(1-4): 29.
- Macsotay, O., 1976. Bioestratigrafía de algunas secciones pleistocenas del nororiente de Venezuela. *Bol. Geol. Caracas, Publ.Esp.*, 7(3): 985-996.
- Macsotay, O., 1977. Observaciones sobre el neotectonismo Cuaternario en el nororiente Venezolano. *Bol. Geol. Caracas, Publ.Esp.*, 7(2): 1861-1883.
- Magistrale, H. and Sanders, C., 1996. Evidence from precise earthquake hypocenters for segmentation of the San Andreas fault in San Geronio Pass. *Journal of Geophysical Research*, 101(B2): 3031-3044.

- Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113(1): 65-79.
- Magny, M. and Begeot, C., 2004. Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quaternary Research*, 61(2): 181-192.
- Magny, M. et al., 2007. Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quaternary Science Reviews*, 26(15-16): 1951-1964.
- Major, C., Ryan, W., Lericolais, G. and Hajdas, I., 2002. Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition. *Marine Geology*, 190(1-2): 19-34.
- Marco, S. and Agnon, A., 1995. Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea Graben. *Geology*, 23(8): 695-698.
- Matsumoto, T., Tappin, D.R. and Party, S.O.S., 2003. Possible coseismic large-scale landslide off the northern coast of Papua New Guinea in July 1998: Geophysical and geological results from SOS Cruises. *Pure and Applied Geophysics*, 160: 1923-1943.
- McCave, I.N., Manighetti, B. and Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for paleocurrent speed and paleoceanography. *Paleoceanography*, 10(3): 593-610.
- McClusky, S. et al., 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105: 5695-5719.
- McHugh, C.M.G. et al., 2006. Submarine earthquake geology along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey: A model for transform basin sedimentation. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(3-4): 661.
- Mihajlovic, J., 1949. La Sismicité de la Région du Lac de Scutari. *Geofisica Pura e Applicata*(14): 3-4.
- Minster, J. and Jordan, T., 1978. Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5331-5354.
- Mix, A.C., Rugh, W., Pisias, N., Veirs, S. and Leg 138 Shipboard sedimentologists (Hagelberg, T., Hovan, S., Kemp, A., Leinen, M., Levitan, M., Ravelo, C.) and Leg 138 Scientific party., 1992. Color reflectance spectroscopy: a tool for rapid characterization of deep-sea sediments. In: N.P.a.T.J. L. Mayer (Editor), *Proceedings ODP, internal reports, ODP College station TX*, pp. 66-67.
- Molnar, P. and Sykes, L., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and Seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80(1639-1684).
- Moreno, E., 2000. Propriétés magnétiques des sédiments de la marge du Portugal: traceurs des variations climatiques et océanographiques en Atlantique Nord depuis 340 000 ans, Aix Marseille III, 220 pp.

- Moretti, I. et al., 2004. Sedimentation and subsidence rate in the Gulf of Corinth: what we learn from the Marion Dufresne's long-piston coring. *Comptes Rendus Geosciences*, 336(4-5): 291.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V. and Micarelli, L., 2003. The Gulf of Corinth: an active half graben? *Journal of Geodynamics*, 36(1-2): 323-340.
- Moretti, M., Alfaro, P., O., C. and Canas, J.A., 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304: 369-383.
- Morner, N.-A., 1996. Liquefaction and varve deformation as evidence of paleoseismic events and tsunamis. The autumn 10,430 BP case in Sweden. *Quaternary Science Reviews*, 15(8-9): 939.
- Muço, B., 1998. Catalogue of earthquakes in Albania from 1976 to 1995 and distribution of seismic energy released. *Tectonophysics*, 292(3-4): 311-319.
- Muço, B., 1999. Statistical investigation on possible seasonality of seismic activity and rainfall-induced earthquakes in Balkan area. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 114(3-4): 119-127.
- Muço, B., Vaccari, F., Panza, G. and Kuka, N., 2002. Seismic zonation in Albania using a deterministic approach. *Tectonophysics*, 344(3-4): 277-288.
- Mulder et al., 2001a. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 21(2): 86.
- Mulder, T. and Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48(2): 269-299.
- Mulder, T. and Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1): 43-57.
- Mulder, T. et al., 2001b. A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters*, 21(3): 149.
- Müller, D. and Sikor, T., 2006. Effect of postsocialist reforms on land cover and land use in South-Eastern Albania. *Applied geography*, 26: 175-191.
- Nagata, 1961. Rock magnetism. Maruzen CO., Tokyo, 78 pp.
- Nakajima, T. and Kanai, Y., 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 1.
- Nitttrouer, C.A., Sternberg, R.W., Carpenter, R. and Bennett, J.T., 1979. The use of Pb-210 geochronology as a sedimentological tool: Application to the Washington continental shelf. *Marine Geology*, 31(3-4): 297.
- Noller, J.S., 2000. Lead-210 Geochronology. *Quaternary Geochronology: Methods and Application*: 115-120.
- Nomade, J., 2005. Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire: Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques, Ph.D. thesis; Université Joseph Fourier, Grenoble 1, Grenoble, 200 pp.

- Nyst, M. and Thatcher, W., 2004. new constraints on the active tectonic deformation on the Aegean. *Journal of Geophysical Research*(109): 24.
- Obermeier, S.F., 1996. Using liquefaction-Induced Features for Paleoseismic analysis. In: J. McCalpin (Editor), *Paleoseismology*. International Geophysics Series. Academic Press, pp. 588.
- Obermeier, S.F. et al., 2001. Paleoliquefaction studies in continental setting; geologic and geotechnical factors in interpretations and back-analysis. Open-File Report - U. S. Geological Survey. 2001. U. S. Geological Survey. Reston, VA, United States. Pages: 72. 2001.
- Obermeier, S.F., Weem, R.E., Jacobson, R.B. and Survey, G., 1987. Earthquake-induced Liquefaction Features in the Coastal South Carolina Region. Books and Open-File Reports Section USGS.
- Oldfield, F. et al., 2003. A high resolution late Holocene palaeo environmental record from the central Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews*, 22(2-4): 319-342.
- Ori, G., 1989. geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, 17: 918-921.
- Paige, S., 1930. The Earthquake at Cumaná, Venezuela. January 17, 1929. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 20(12): 1-10.
- Paillard, D., Labeyrie, L. and Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos Transactions*, 77: 379.
- Pan, Y. et al., 2005. The detection of bacterial magnetite in recent sediments of Lake Chiemsee (southern Germany). *Earth and Planetary Science Letters*, 232(1-2): 109.
- Pantosti, D. et al., 2004. Palaeoseismological investigations of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *Comptes Rendus Geosciences*, 336(4-5): 335-342.
- Papa, A., 1970. Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides (présentation de la carte tectonique de l'Albanie au 500 000^{ème}). *Bulletin de la société géologique de France*, 7(XV): 1096-1109.
- Papadopoulos, G.A., 2003. Tsunami hazard in the Eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in the Corinth Gulf. *Natural Hazards*, 29(3): 437-464.
- Papatheodorou, G. and Ferentinos, G., 1997. Submarine and coastal sediment failure triggered by the 1995, Ms = 6.1 R Aegion earthquake, Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology*, 137(3-4): 287-304.
- Papazachos, C.B. and Papazachos, B.C., 2001. Precursory seismic deformation in the Aegean area. *Annali di geofisica*, 44: 461-474.
- Passega, R., 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 41(9): 1952-1984.
- Passega, R., 1964. Grain size representation by CM patterns as a geologic tool. *Journal of Sedimentary Research*, 34(4): 830-847.

- Paterne, M., Guichard, F. and Labeyrie, J., 1988. Explosive activity of the South Italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 34(3-4): 153-172.
- Perez, O. and Aggarwal, Y., 1981. Present-day tectonics of southeastern Caribbean and northeastern Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10791-10805.
- Perez, O. et al., 2001. Velocidad relativa entre las placas del Caribe y Sudamérica a partir de observaciones dentro del sistema de posicionamiento global (GPS) en el norte de Venezuela. *Interciencia*, 26(2): 69-74.
- Perissoratis, C., Mitropoulos, D. and Angelopoulos, I., 1984. The role of earthquakes in inducing sediment mass movements in the eastern Korinthiakos Gulf. An example from the February 24-March 4, 1981 activity. *Marine Geology*, 55(1-2): 35-45.
- Perissoratis, C., Piper, D.J.W. and Lykousis, V., 2000. Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece. *Marine Geology*, 167(3-4): 391-411.
- Peters and Thompson, 1998. Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulfides. *Journal of magnetism and magnetic material*, 183: 365-374.
- Peters, C. and Dekkers, M.J., 2003. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(16-19): 659-667.
- Peterson, L.C. et al., 2000. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation at Site 1002, Cariaco Basin (Venezuela). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 165: 85-99.
- Petschick, 2000. Macdiff freeware.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, E., 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, London, 553 pp.
- Picha, F.J., 2002. Late orogenic strike-slip faulting and escape tectonics in frontal Dinarides-Hellenides, Croatia, Yugoslavia, Albania and Greece. *AAPG Bulletin*, 86(9): 1659-1671.
- Plaziat, J.C., Purser, B.H. and Philobos, E., 1988. Diversity of Neogene seismites of the NW Red Sea (Egypt): a characteristic sedimentary expression of rifting. *Tectonophysics*, 153: 281-295.
- Poulos, S.E. et al., 1996. Oceanography and sedimentation in the semi-enclosed, deep-water Gulf of Corinth (Greece). *Marine Geology*, 134(3-4): 213.
- Poulos, S.E. et al., 1997. *Mar. Geol.: Erratum to Oceanography and sedimentation in the semi-enclosed, deep-water Gulf of Corinth (Greece) ; [134 (1996): 213-235]*. *Marine Geology*, 138(3-4): 313.
- Pratt, B.R., 1994. Seismites in the Mesoproterozoic Altyn Formation (Belt Supergroup), Montana: a test for tectonic control of peritidal carbonate cyclicity. *geology*, 22: 1091-1094.
- Puig, P. et al., 2004. Storm-induced gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin. *Journal of Geophysical Research*, 109: 1-10.

- Rampnoux, J.-P., 1974. Contribution à l'étude géologique des Dinarides: un secteur de la Serbie méridionale et du Monténégro oriental (Yougoslavie). *Mémoire de la société géologique de France*, 52-119: 100.
- Reichel, T. and Halbach, P., 2007. An authigenic calcite layer in the sediments of the Sea of Marmara--A geochemical marker horizon with paleoceanographic significance. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54(11-13): 1201-1215.
- Reimer, J.R. et al., 2004. Intcal 04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46(3): 1029-1058.
- Rigo, A. et al., 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale faulting mechanisms. *Geophysical Journal International*, 126(3): 663-688.
- Roberts, A.P., 1995. Magnetic properties of magnetic greigite. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 227-236.
- Roberts, A.P. and Turner, G.M., 1993. Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, South Island, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 115(1-4): 257-273.
- Rochette, P., Jackson, M. and Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of geophysics*, 30: 209-226.
- Rod, E., 1956. Strike-slip faults of northern Venezuela. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 40(3): 457-476.
- Rodriguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. and Gomez-Gras, D., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 117-135.
- Rolph, T.C.T.C., Vigliotti, L. and Oldfield, F., 2004. Mineral magnetism and geomagnetic secular variation of marine and lacustrine sediments from central Italy: timing and nature of local and regional Holocene environmental change. *Quaternary Science Reviews*, 23(14-15): 1699-1722.
- Ryan, W.B.F. et al., 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*, 138(1-2): 119-126.
- Santisteban, J.I. et al., 2004. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology*, 32(3): 287.
- Sarı, E. and Çağatay, M., 2006. Turbidites and their association with past earthquakes in the deep Çınarcık Basin of the Marmara Sea. *Geo-Marine Letters*, 26(2): 69-76.
- Schmidt, R. et al., 2000. Changes in lake level and trophy at Lake Vrana, a large karstic lake on the Island of Cres (Croatia), with respect to paleoclimate and anthropogenic impacts during the last approx. 16,000 years. *Journal of Limnology*, 59(2): 113-130.
- Schmidt, S. et al., 2003. Tentative de datation des séismes récents en Mer de Marmara par l'utilisation combinée de l'imagerie RX et du ^{210}Pb . Publication ASF actes de congrès.

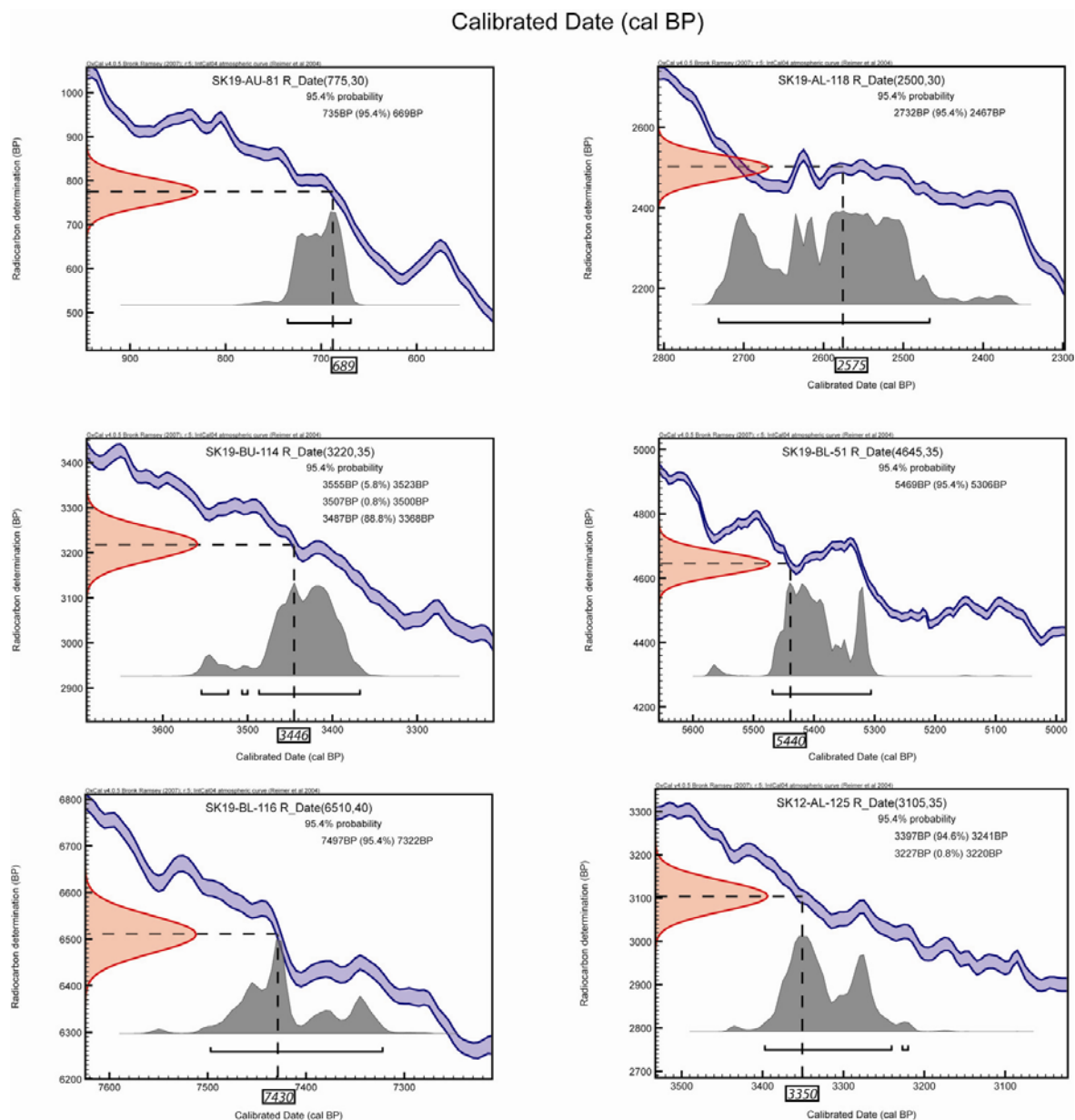
- Seed, H.B., 1979. Soil liquefaction and cyclic mobility for level ground during earthquakes. *Journal of Geotechnical Engineering*, 105: 201-255.
- Séguret, M., Labaume, P. and Madariaga, R., 1984. Eocene seismicity in the Pyrénées from megaturbidite of the South Pyrenean basin (Spain). *Marine Geology*, 55: 117-131.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s--1990s): deep-water processes and facies models--a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 285.
- Shanmugam, G., 2002. Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews*, 58(3-4): 311.
- Siani, G., Sulpizio, R., Paterne, M. and Sbrana, A., 2004. Tephrostratigraphy study for the last 18,000 14C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic. *Quaternary Science Reviews*, 23(23-24): 2485-2500.
- Siegenthaler, C., Finger, W., Kelts, K. and Wang, S., 1987. Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. *Eclogae Helveticae*, 80: 241-260.
- Simopoulos, S.E., 1989. Soil sampling and ^{137}Cs analysis of the Chernobyl fallout in Greece. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part A. Applied Radiation and Isotopes*, 40(7): 607.
- Sims, J.D., 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29(Recent crustal movements): 141-152.
- Smith, J.N., 2001. Why should we believe ^{210}Pb sediment geochronologies? *Journal of Environmental Radioactivity*, 55(2): 121.
- Snowball, I., Sandgren, P. and Petterson, G., 1999. The mineral magnetic properties of an annually laminated Holocene lake-sediment sequence in northern Sweden. *The Holocene*, 9(3): 353-362.
- Snowball, I., Zillen, L. and Sandgren, P., 2002. Bacterial magnetite in Swedish varved lake-sediments: a potential bio-marker of environmental change. *Quaternary International*, 88(1): 13.
- Solanski, S.K., Usoskin, I., Kromer, B., Schüssler, M. and Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, 431: 1084-1087.
- Sorel, D., 2000. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, 28: 83-86.
- Stancey, F.D., Jopling, G. and Lindsay, J., 1960. Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from S.E. Australia. *Geophysica Pura Applied*, 47: 30-40.
- Stefatos, A., Charalambakis, M., Papatheodorou, G. and Ferentinos, G., 2006. Tsunamigenic sources in an active European half-graben (Gulf of Corinth, Central Greece). *Marine Geology*, 232(1-2): 35-47.
- Stefatos, A., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Leeder, M. and Collier, R., 2002. Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: their seismotectonic significance. *Basin Research*, 14(4): 487-502.

- Stein, R.S., Barka, A. and Dietrich, J.H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1989 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128: 594-604.
- Stéphan, J.F., Beck, C., Bellizzia, A. and Blanchet, R., 1980. La Chaîne Caraïbe du Pacifique à l'Atlantique. XXVIth Intern. Geol. Congress, 5: 38-59.
- Stéphan, J.F. et al., 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bulletin de la société géologique de France*, 8(VI): 915-191.
- Stow, D.A.V., Faugeres, J.-C., Viana, A. and Gonthier, E., 1998. Fossil contourites: a critical review. *Sedimentary Geology*, 115(1-4): 3.
- Stow, D.A.V. and Shanmugam, G., 1980. Sequence of structures in fine grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25: 23-42.
- Stuiver, M., Reimer, P. and Braziunas, T., 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 40(3): 1127-1151.
- Stürm, M., Siegenthaler, C. and Pickrill, R.A., 1995. A conceptual model of flood and slide deposits., IAS-16th Regional Meeting Sedimentology, Paris, 22, 140.
- Sulstarova, E. and Kociaj, S., 1975. Katalogu i Tërmeteve të Shqipërisë (in Albanian). 244.
- Sulstarova, E., Muço, B., Aliaj, S., Kuka, N. and Duni, L., 2003. earthquakes, seismic hazard and seismic risk in Albania. Archive of the Seismological Institute (Internal study): 82.
- Takeuchi, A., Onigrad, H. and Akimitsu, T., 2003. Recurrence interval of big earthquakes along the Atotsugawa fault system, central Japan: Results of seismo-geological survey. *Geophysical Research Letters*, 30(6): 8011.
- Tarling, D.H. and Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall, London, United Kingdom, 217 pp.
- Tauxe, L., 2001. Paleomagnetic principles and practice. Kluwer academic publishers, 300 pp.
- Thouveny, N. et al., 2000. Rock magnetic detection of distal ice-rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(1-2): 61.
- Thunell, R. et al., 1999. Increased marine sediment suspension and fluxes following an earthquake. *Nature*, 398(6724): 233.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazeilles, V. and Tribovillard, N., 2001. Carbonate Grain-Size Distribution in Hemipelagic Sediments from a Laser Particle Sizer. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5): 858-862.
- van Daele, M., 2007. Reflectieseismische studie van een actief dextraal breukensysteem: de Golf van Cariaco, Noordoost-Venezuela, University of Gent, Gent, 190 pp.
- van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G. and Meulen Kamp, J.E., 2005. Revision of the timing, magnitude and distribution of Neogene rotations in the western Aegean region. *Tectonophysics*, 396(1-2): 1-34.

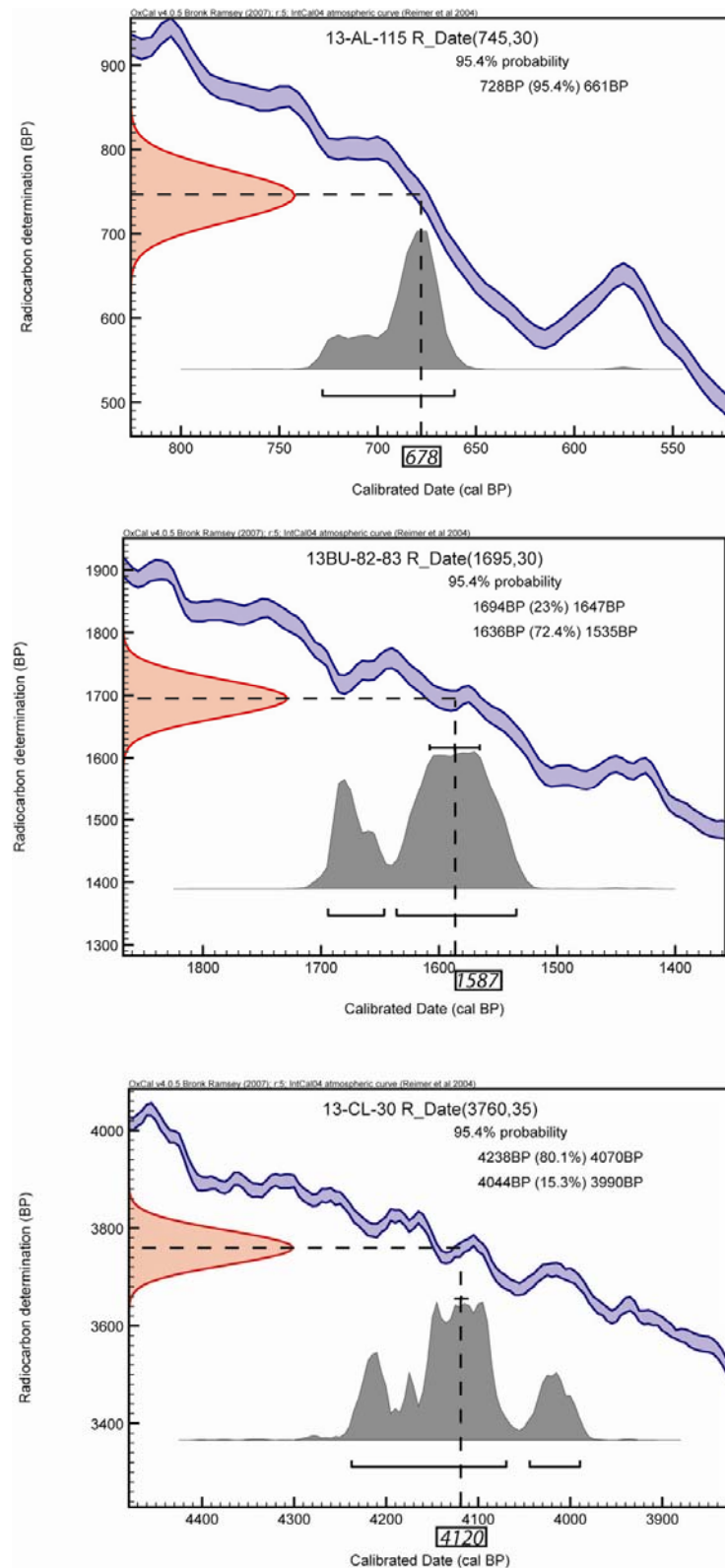
- van Vliet-Lanoe, B., Magyari, A. and Meilliez, F., 2004. Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. *Global and Planetary Change*, 43(1-2): 103-127.
- van Welden, A. et al., 2005b. Modalités de l'enregistrement sédimentaire des séismes: comparaisons préliminaires entre la Mer de Marmara, le Golfe Corinthe et le Lac de Shkodra. Publication ASF actes de congrès, 51: 18.
- van Welden, A. et al., accepted in corrected proof. The last 500 yr of sedimentation in the Shkodra Lake (Albania/Montenegro): paleoenvironmental evolution and potential for paleoseismicity studies. *Journal of Paleolimnology*. DOI: 10.1007/s10933-007-9186-y
- van Welden, A., Bout-Roumazeilles, V., Berné, S., Sierro, F.J. and Gorini, C., 2005a. Etude haute résolution des apports sédimentaires dans le Golfe du Lion, implications paléoenvironnementales. Publication ASF actes de congrès, 51(298).
- Vierbuchen, R., 1978. Geology of the El Pilar fault region, State of Sucre, and its tectonic implications, Princeton, 169 pp.
- Vignali, M., 1977. Geology between Casanay and El Pilar (El Pilar Fault zone), Estado Sucre, Venezuela. Abstr. VIIIth Caribb. Geol.Conf., Curaçao: 215-216.
- Walden, J. and Ballantyne, C.K., 2002. Use of environmental magnetic measurements to validate the vertical extent of ice masses at the last glacial maximum. *Journal of Quaternary Science*, 17: 193-200.
- Ward, S.N., 2001. Landslide tsunami. *Journal of Geophysical Research*, 106: 201-216.
- Weber, J. et al., 2001. GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology*, 29(1): 75-78.
- Westaway, R., 2002. The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower continental crust. *Tectonophysics*, 348(4): 269-318.
- Wong, H.K., Ludmann, T., Ulug, A. and Gorur, N., 1995. The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, 244(4): 231-250.
- Wulf, S., Kraml, M., Brauer, A., Keller, J. and Negendank, J.F.W., 2004. Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). *Quaternary International*, 122(1): 7-30.
- Wunsam, S., Schmidt, R. and Muller, J., 1999. Holocene lake development of two Dalmatian lagoons (Malo and Veliko Jezero, Isle of Mljet) in respect to changes in Adriatic sea level and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 146(1-4): 251-281.
- Yaltirak, C., Alpar, B., Sakinc, M. and Yuce, H., 2000. Origin of the Strait of Canakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean-Marmara incursion. *Marine Geology*, 164(3-4): 139-156.
- Yu, L. and Oldfield, F., 1989. A multivariate mixing model for identifying sediment source from magnetic measurements. *Quaternary Research*, 32: 168-181.

Annexe I

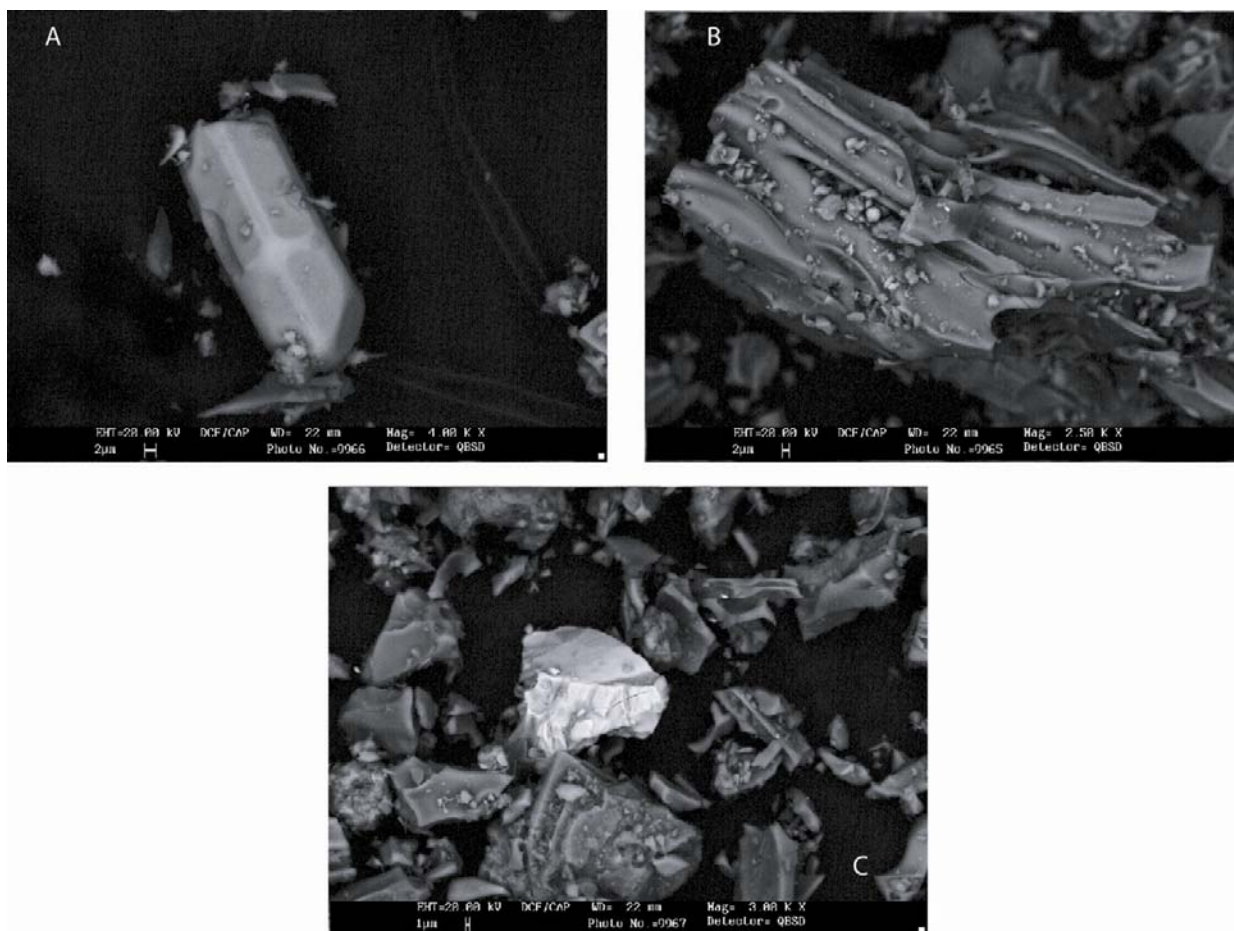
Lac de Shkodra



I-1 : Courbes de calibration des datations ^{14}C des carottes SK19 et SK12
Calibration curves of ^{14}C dating from cores SK19 and SK12.



L2 : Courbes de calibration des datations ^{14}C de la carotte SK13
Calibration curves for ^{14}C dating of SK13 core.



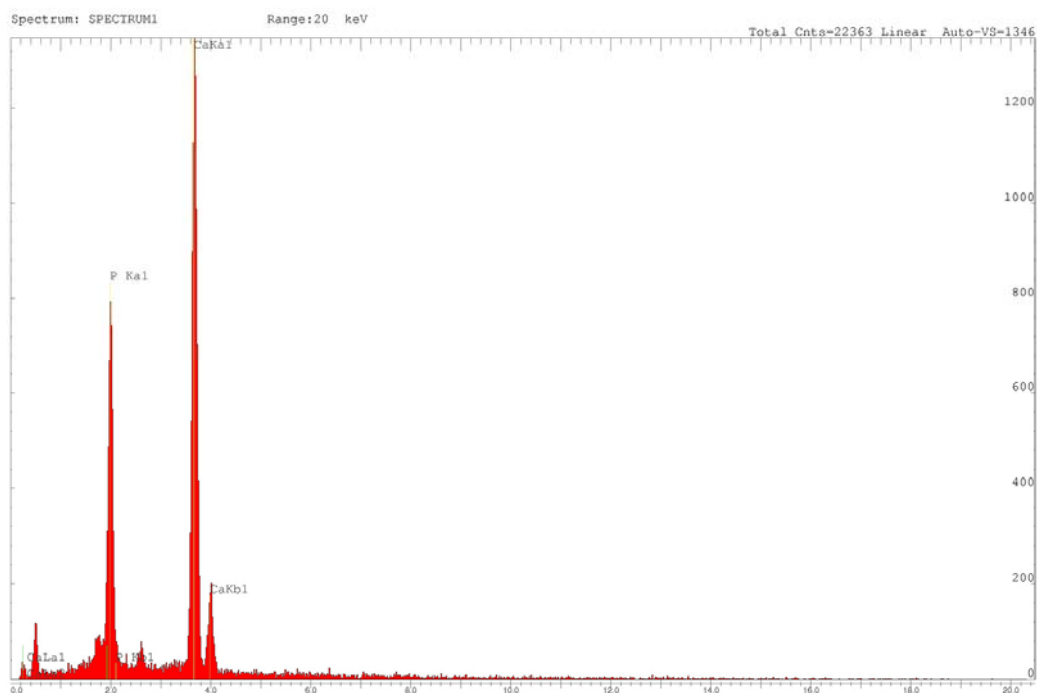
I. 3 : Exemples de minéraux observés au MEB dans les niveaux de cendres de la carotte SK13.

A : Apatite, B : écharde de verre, C : titanomagnétite.

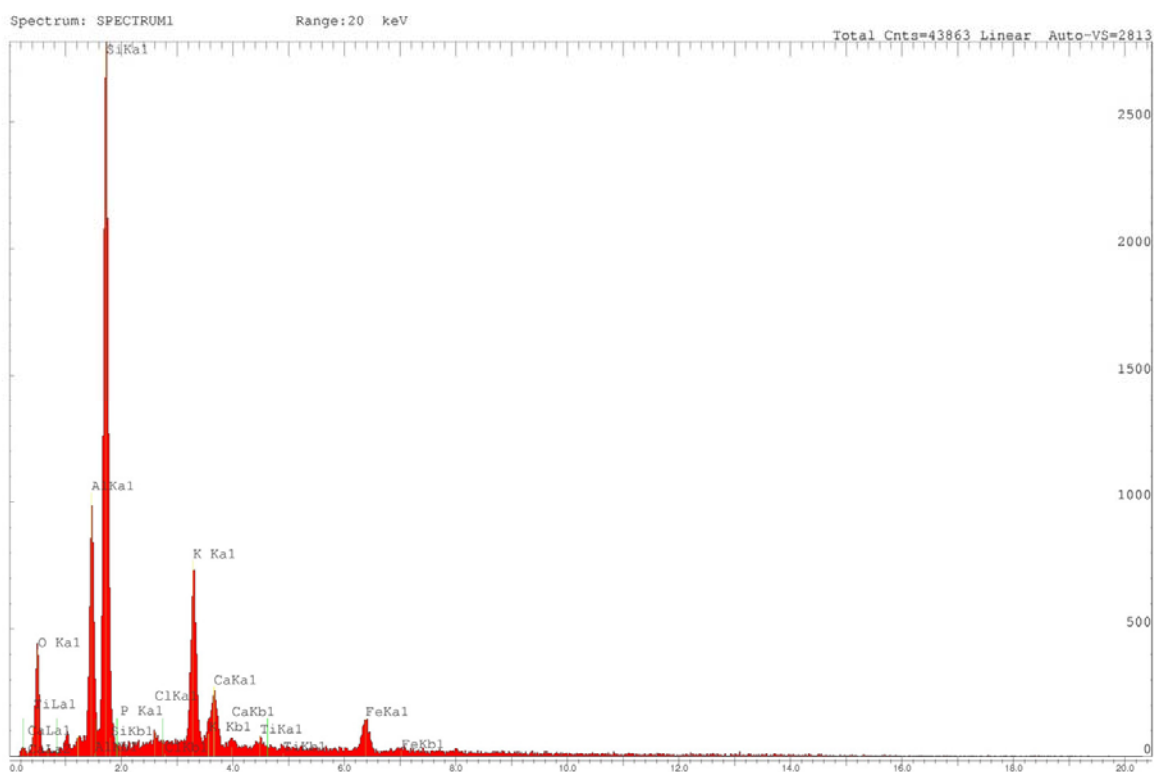
Les spectres EDS sont présentés ci-après.

Examples of minerals observed in ash layers of SK13 core using SEM.

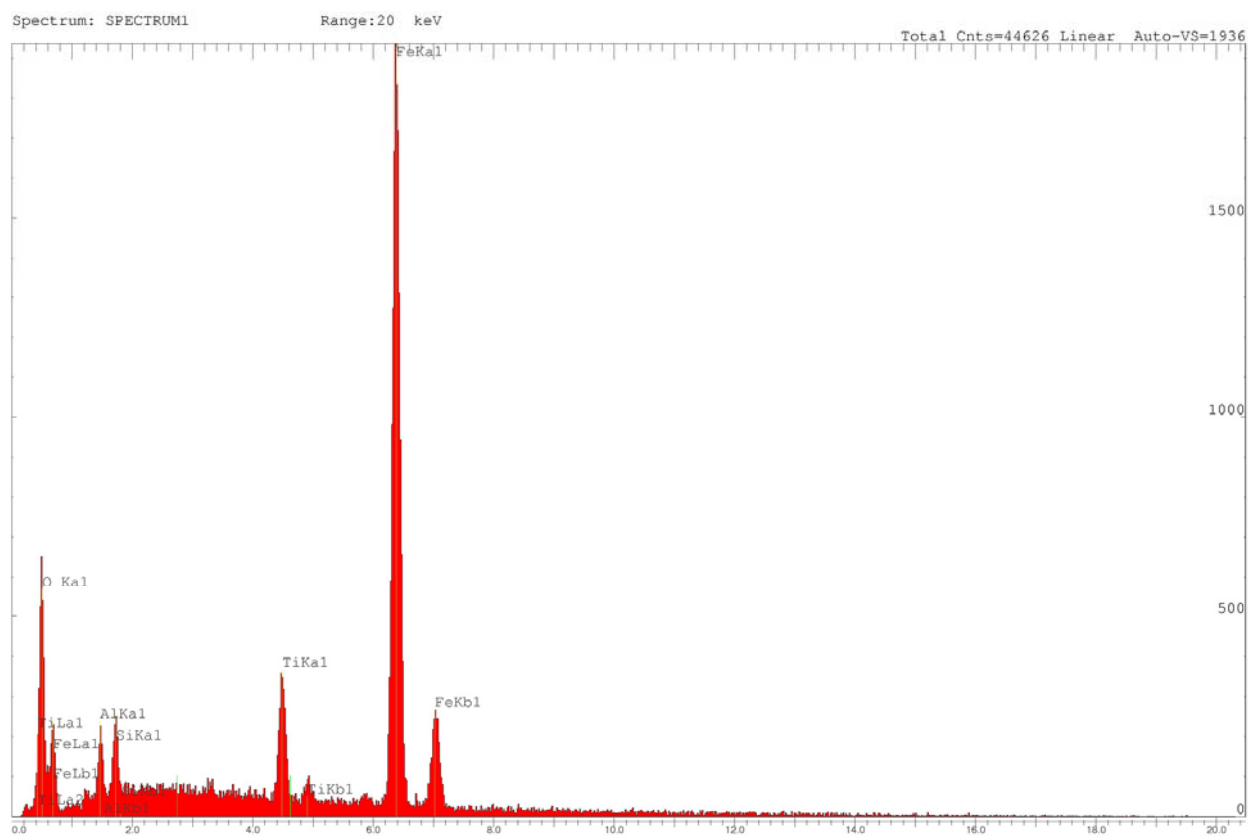
EDS spectra are presented hereafter.



I.4 : Spectre EDS du cristal d'apatite A (figure précédente).
EDS spectra of apatite crystal A (figure I.3).



I.5 : Spectre EDS de l'écharde de verre B. Noter la forte valeur de K.
EDS spectra of glass shard. Note the strong value of K.



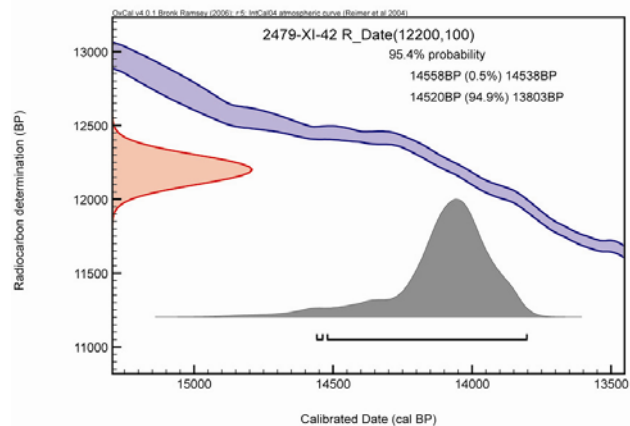
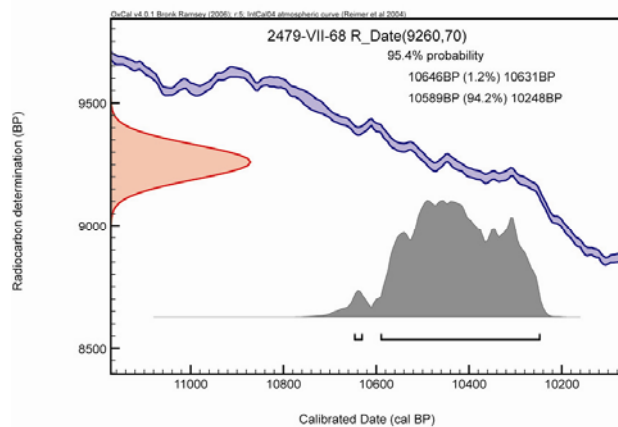
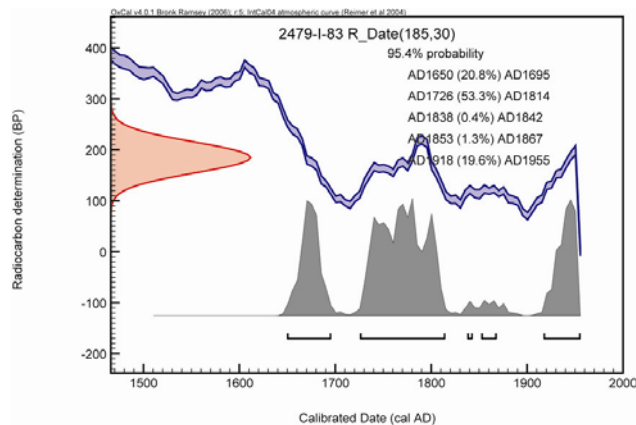
I.6 : Spectre EDS du cristal de titanomagnétite C.
EDS spectra of titanomagnetite crystal C.

Annexe II

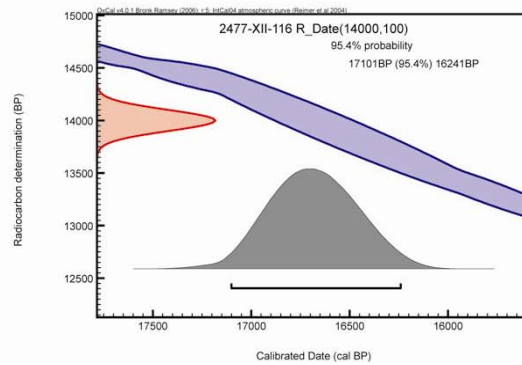
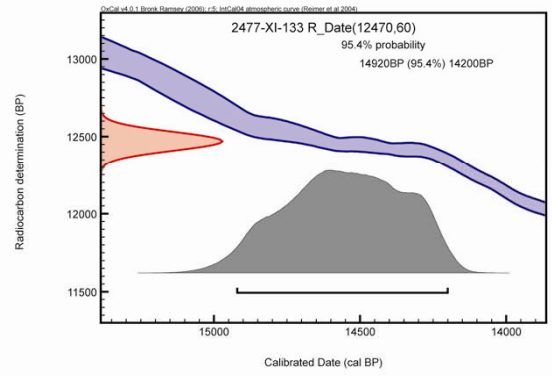
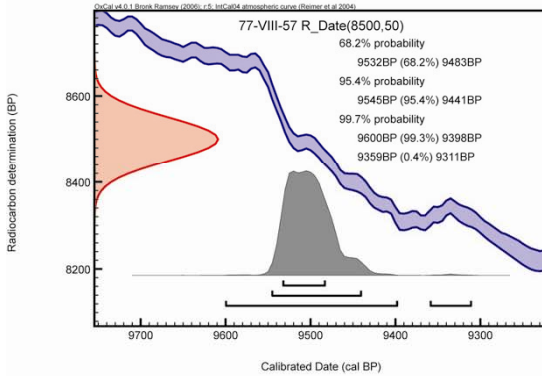
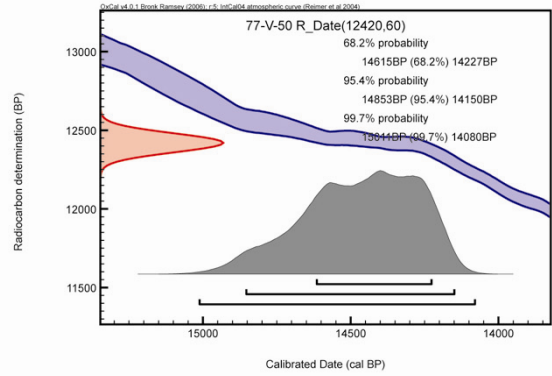
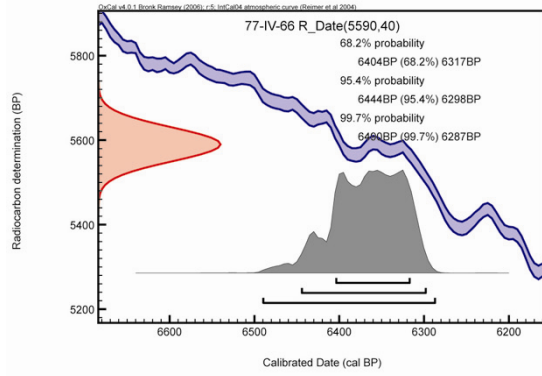
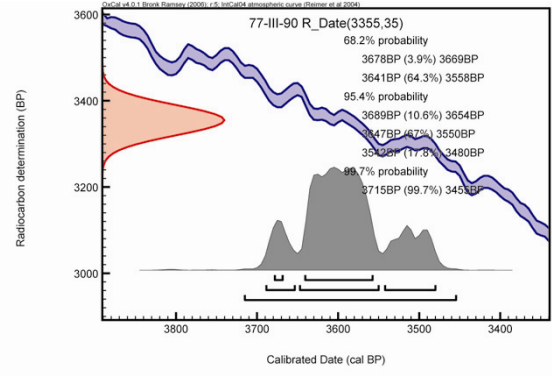
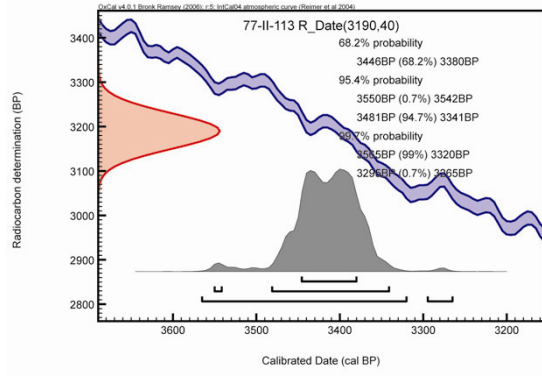
Golfe de Corinthe

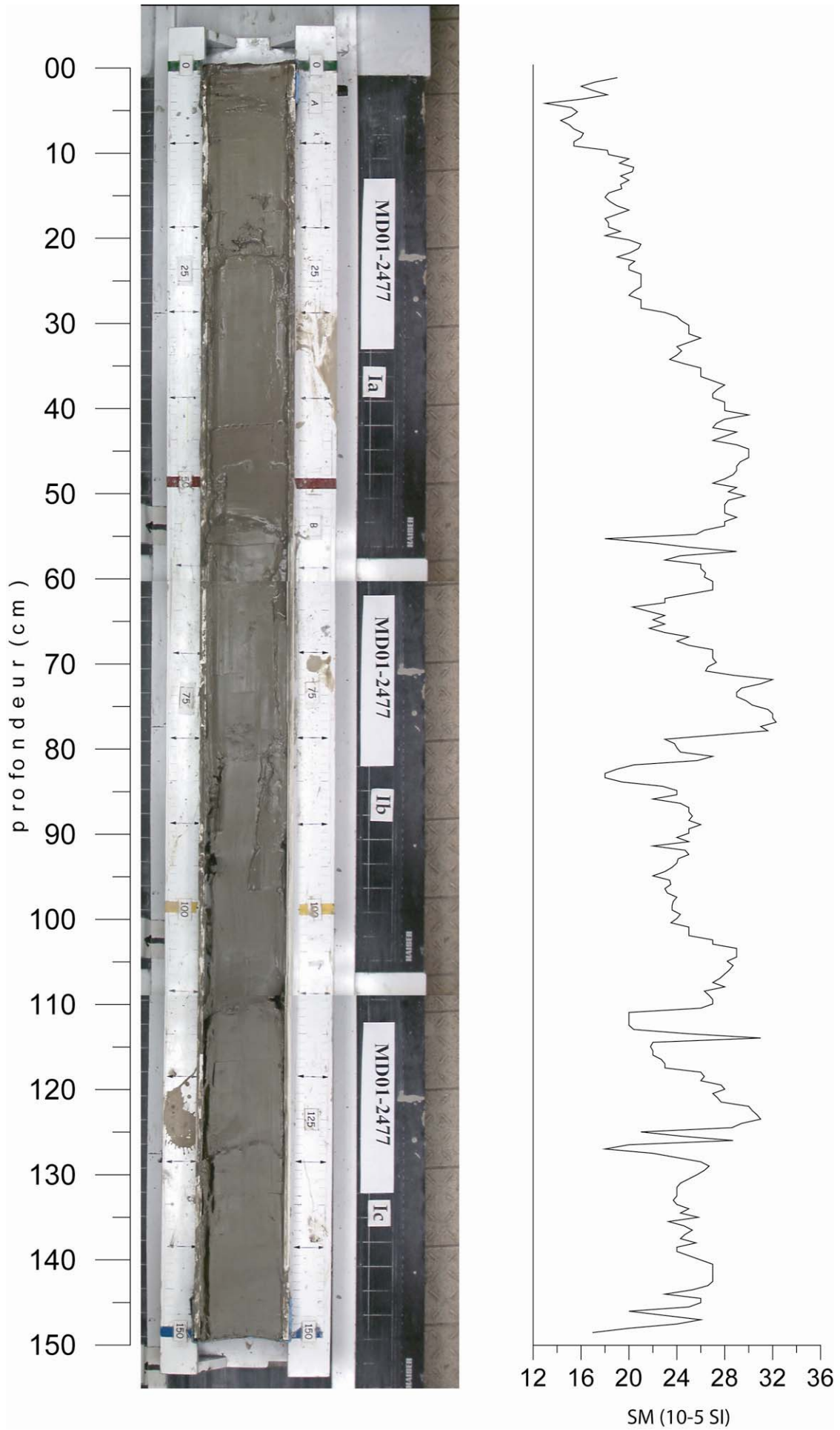
Dans cette annexe nous présentons :

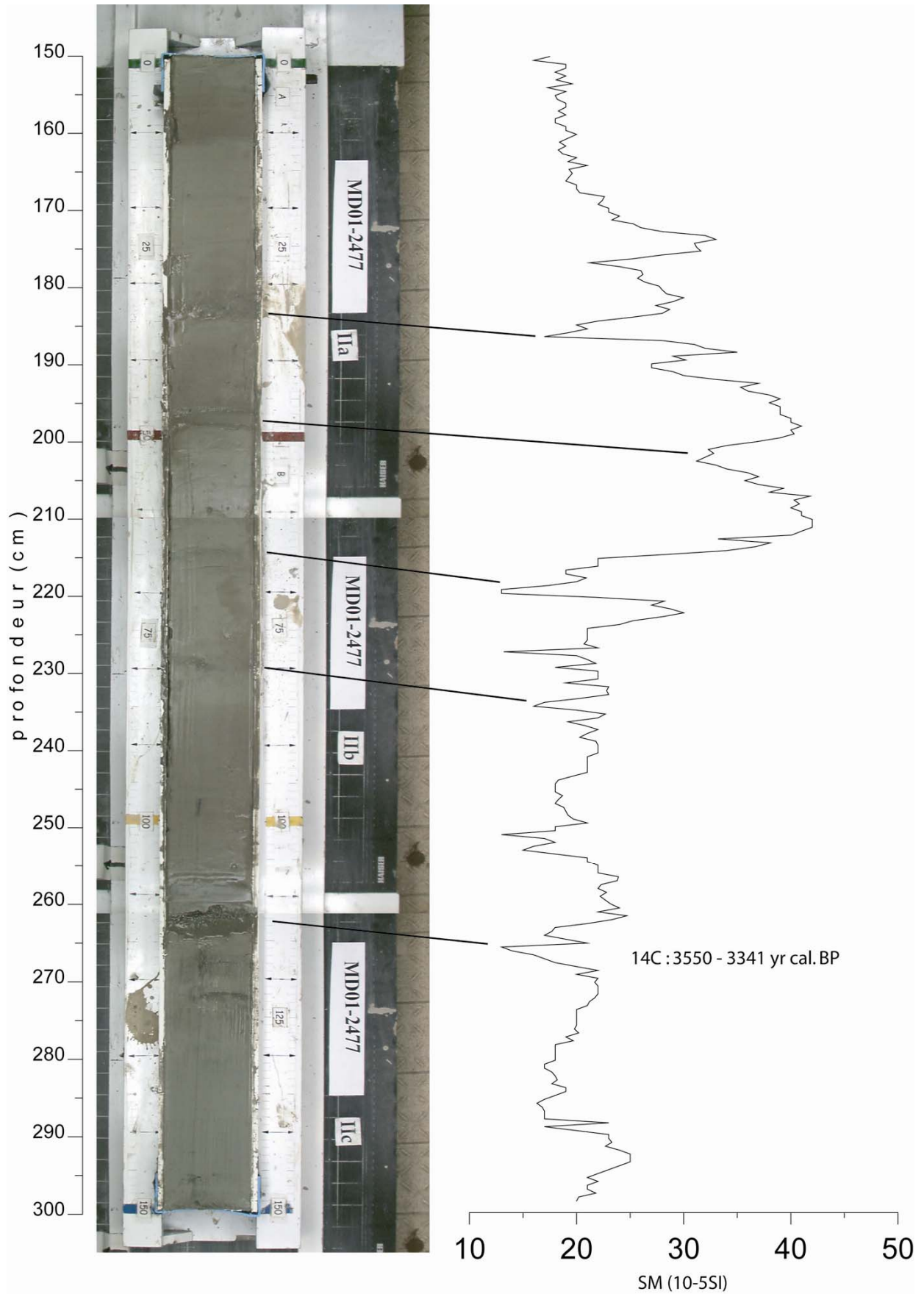
- Les courbes de calibration des dates ^{14}C des carottes 2477 et 2479 (pages 253 et 255),
- Les photos de la carotte 2477 et les valeurs de susceptibilité magnétique associées (page 255 à 281),
- Les photos de la carotte 2479 ainsi que les mesures de susceptibilité magnétique et d'anisotropie de susceptibilité magnétique (page 282 à 289).

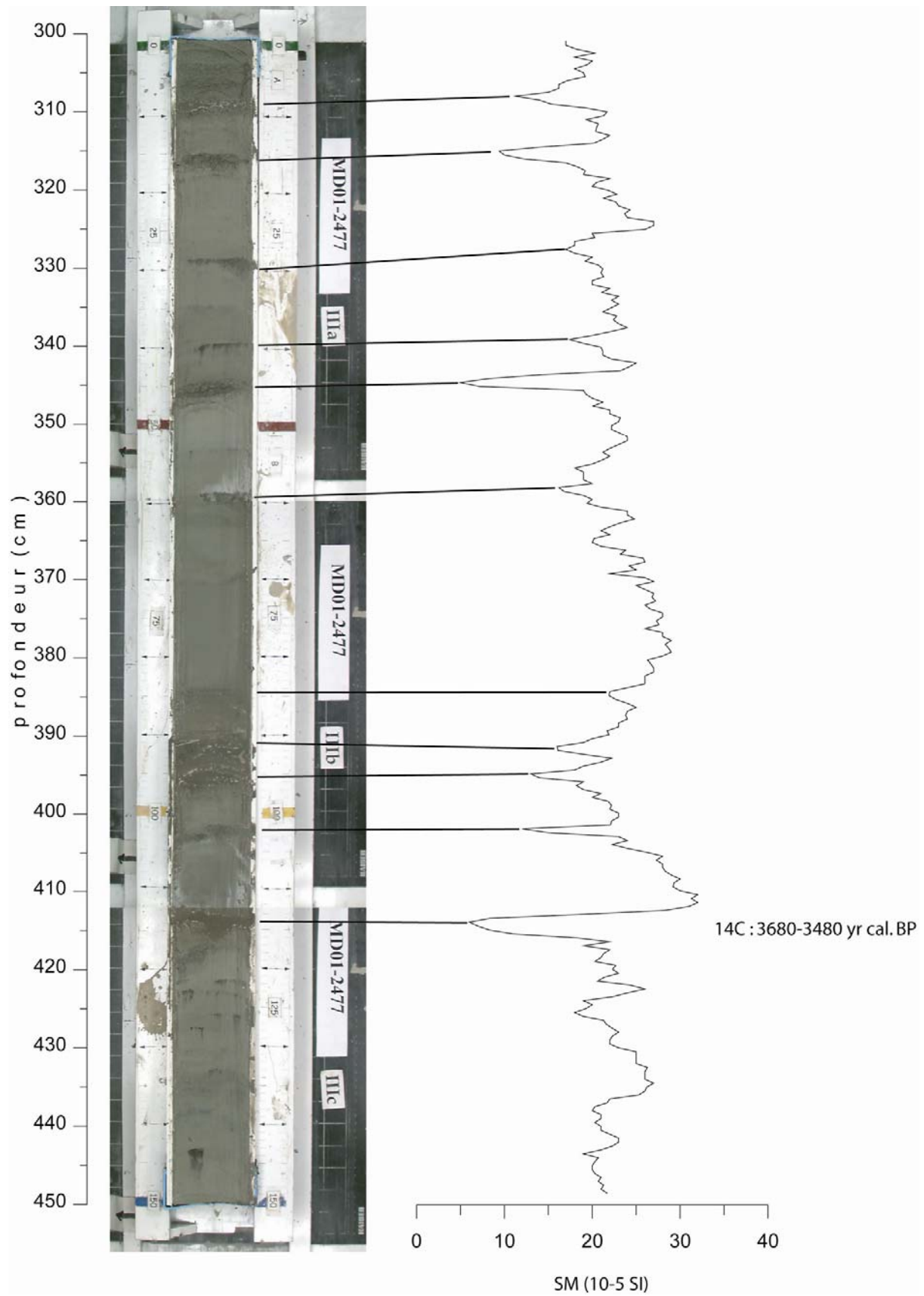


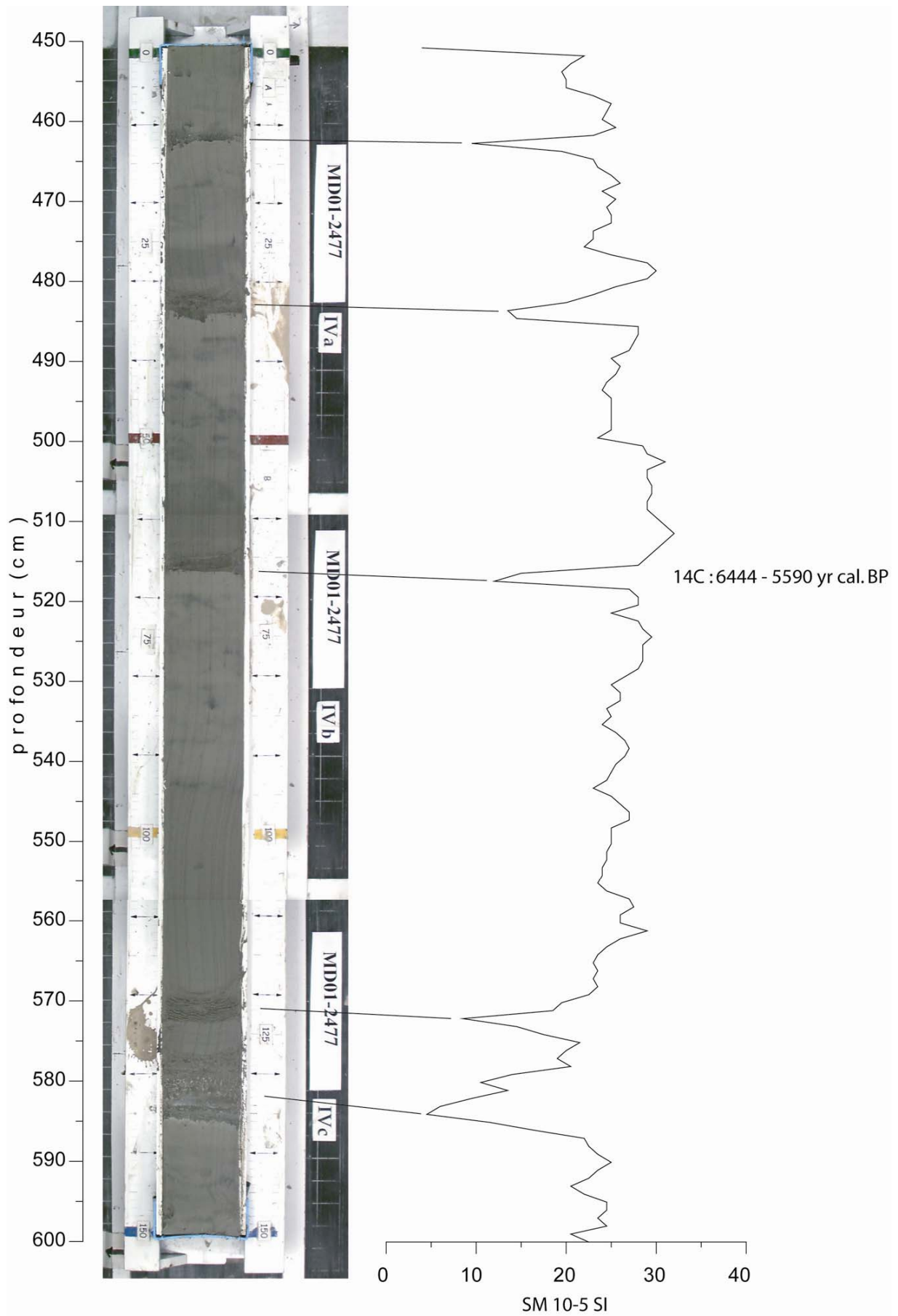
Annexe II : Golfe de Corinthe

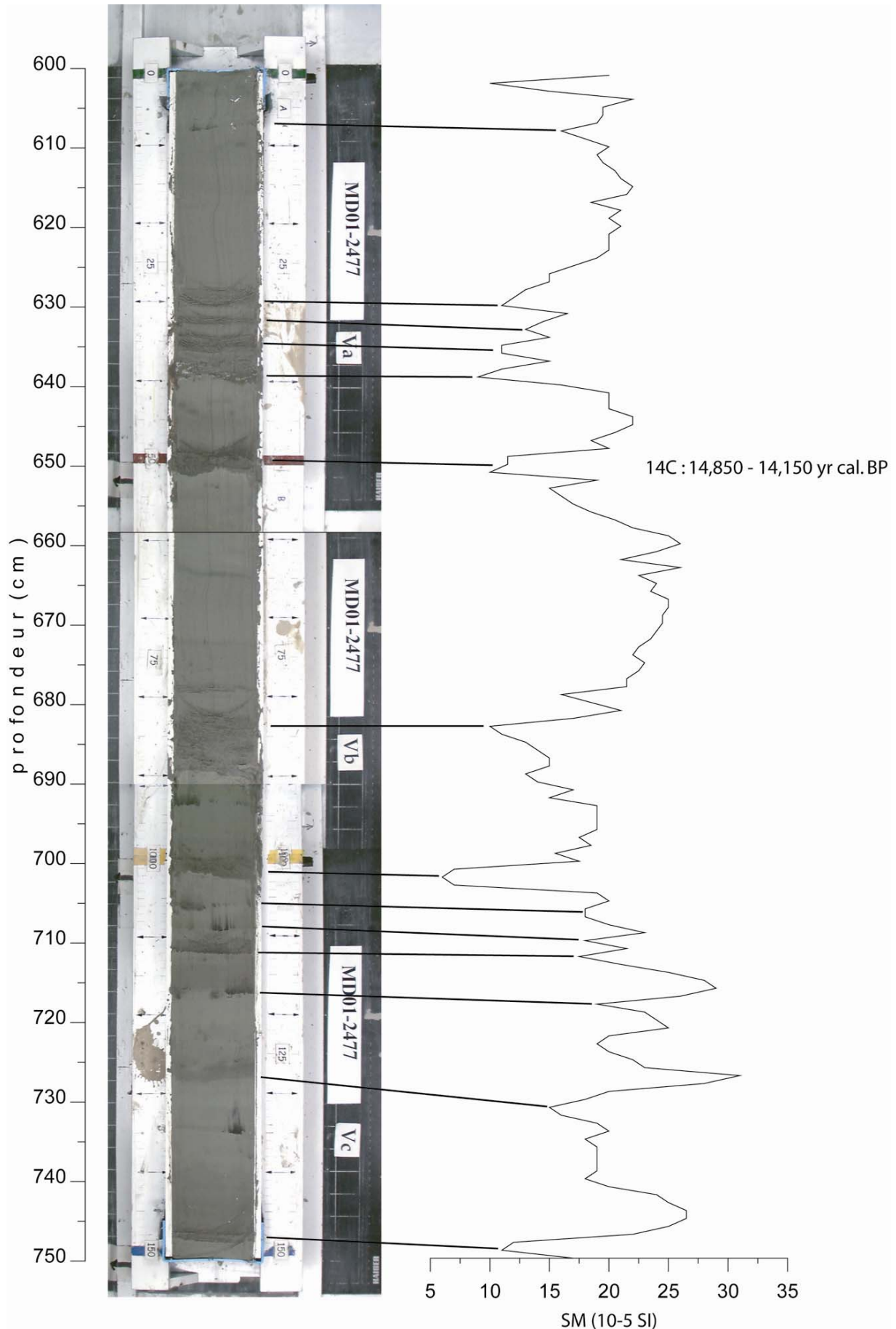


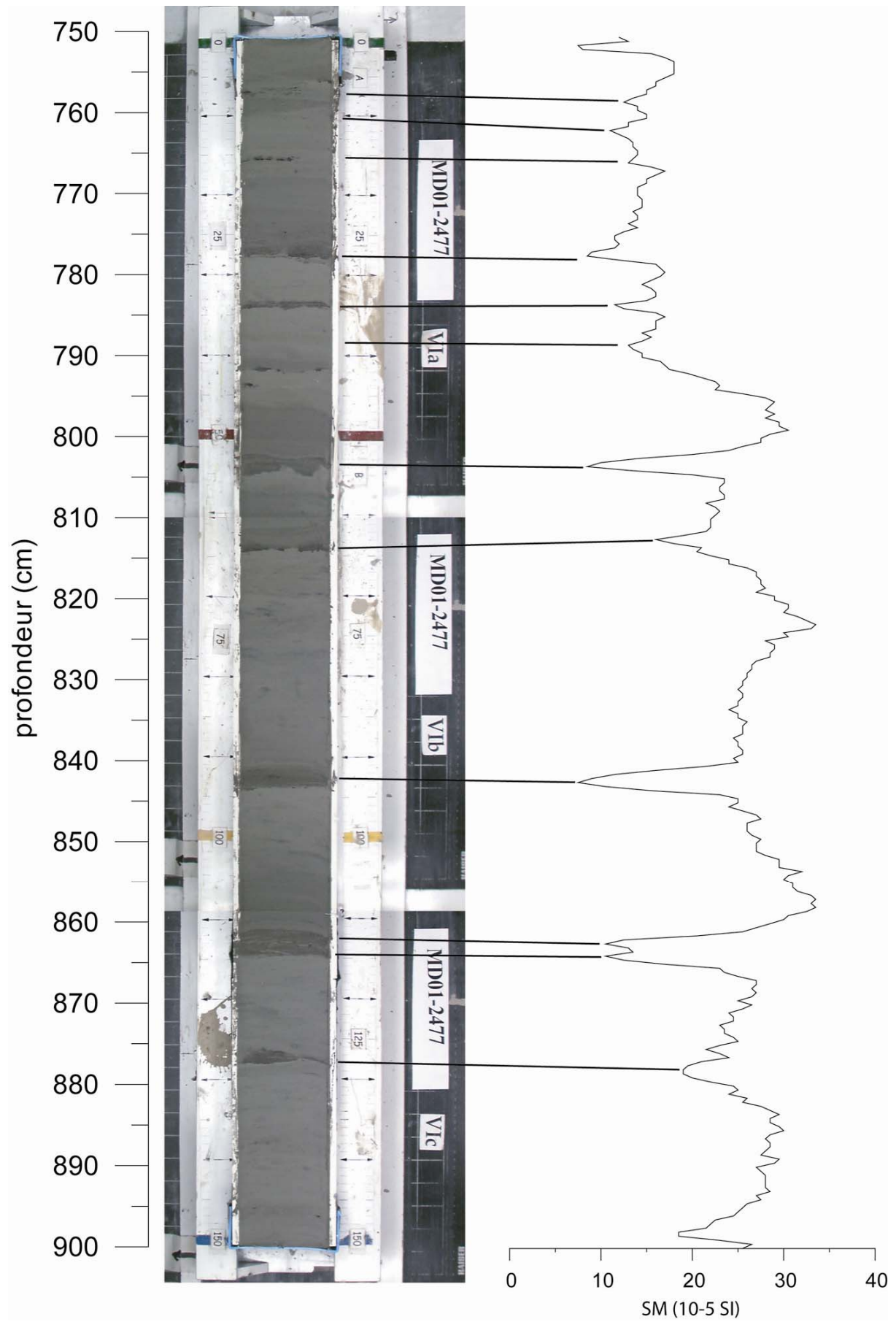


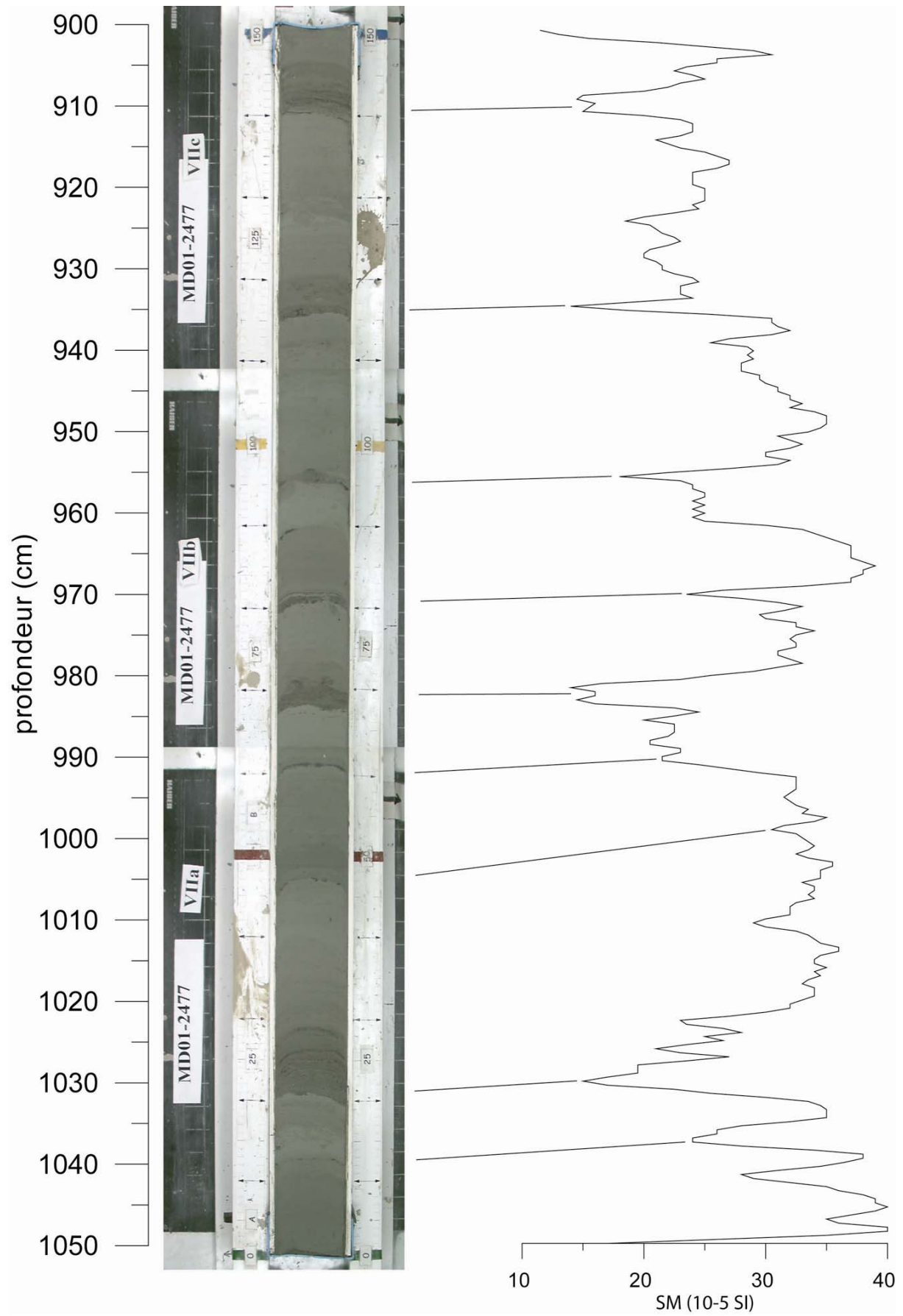


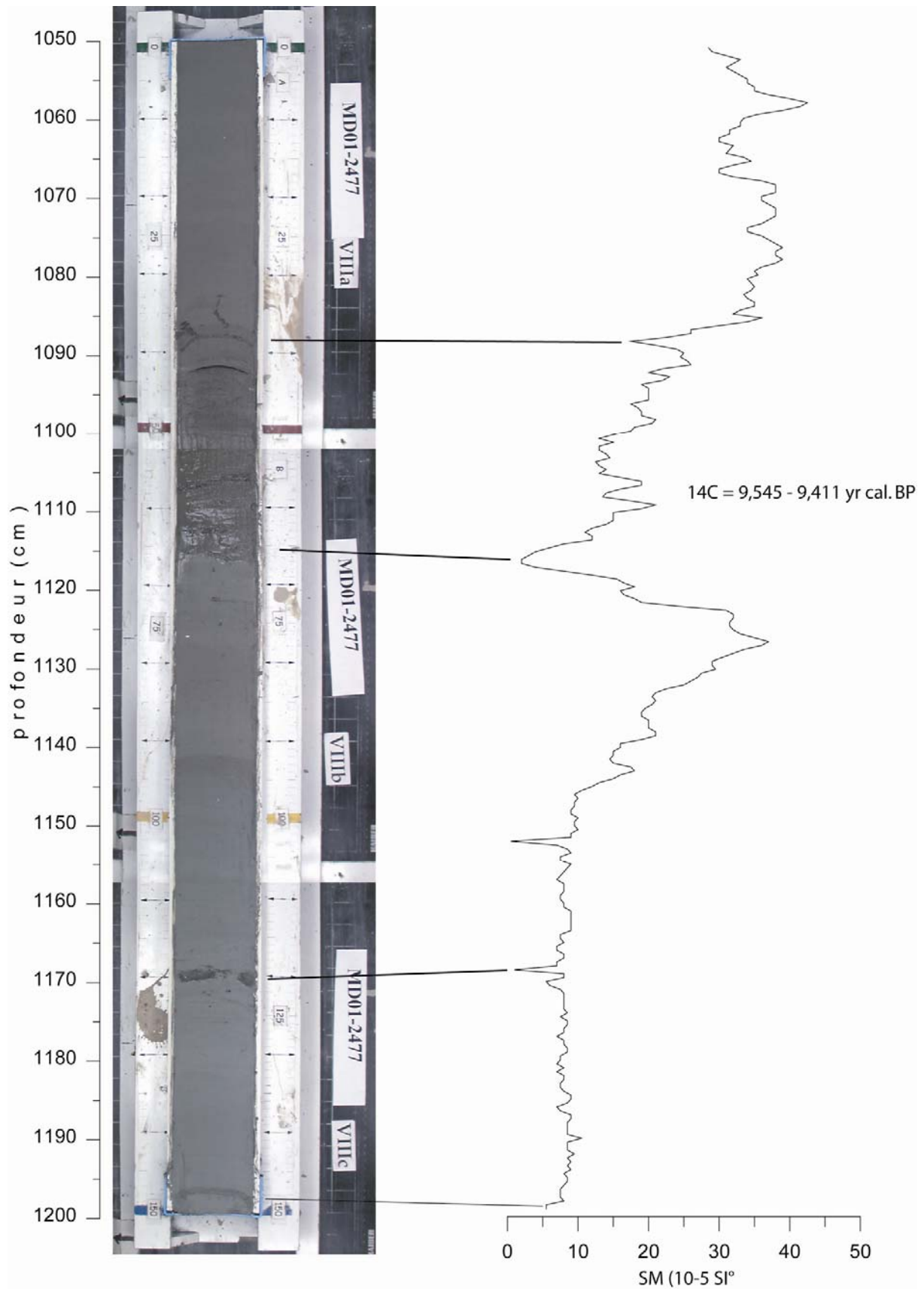


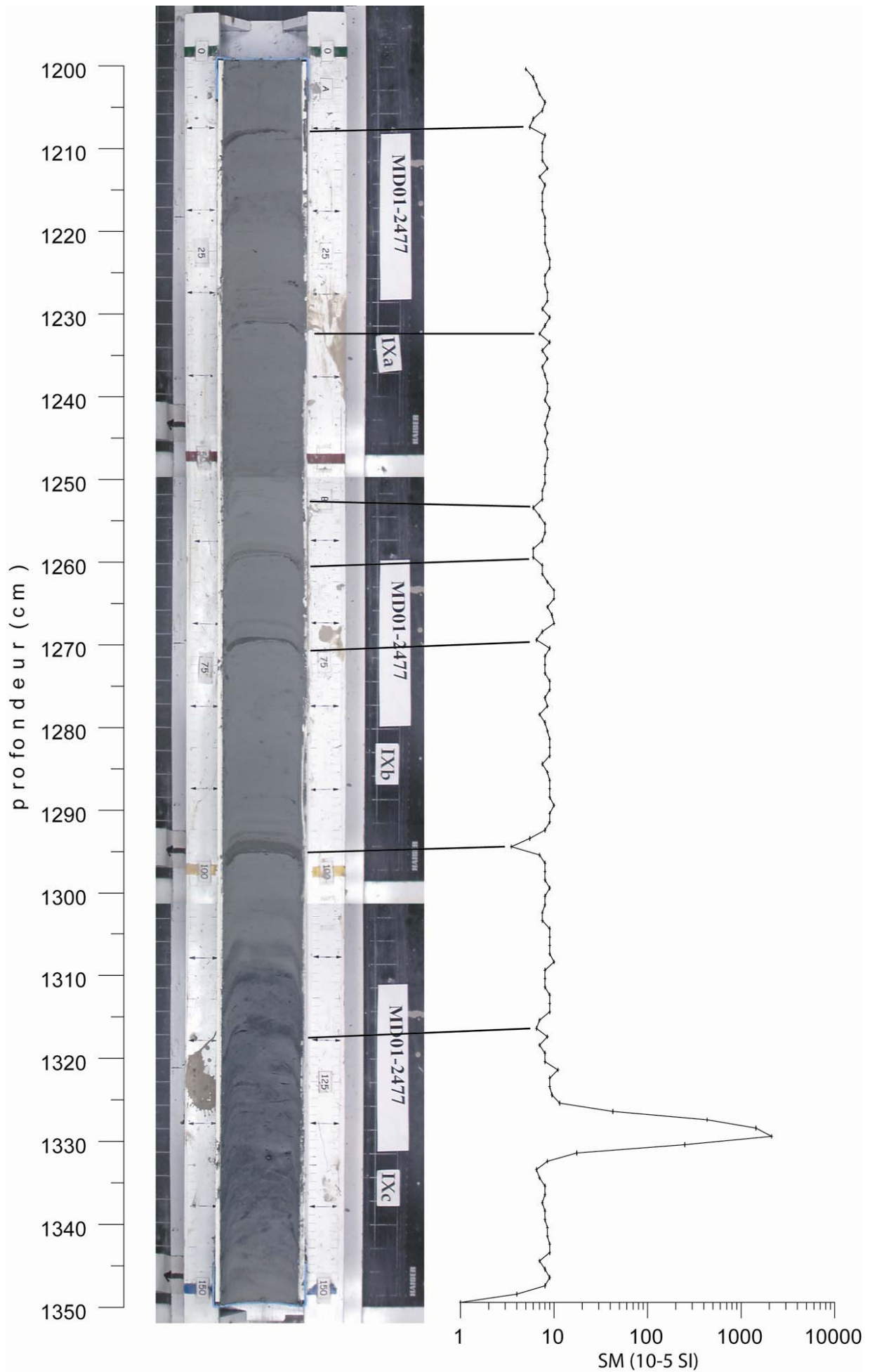


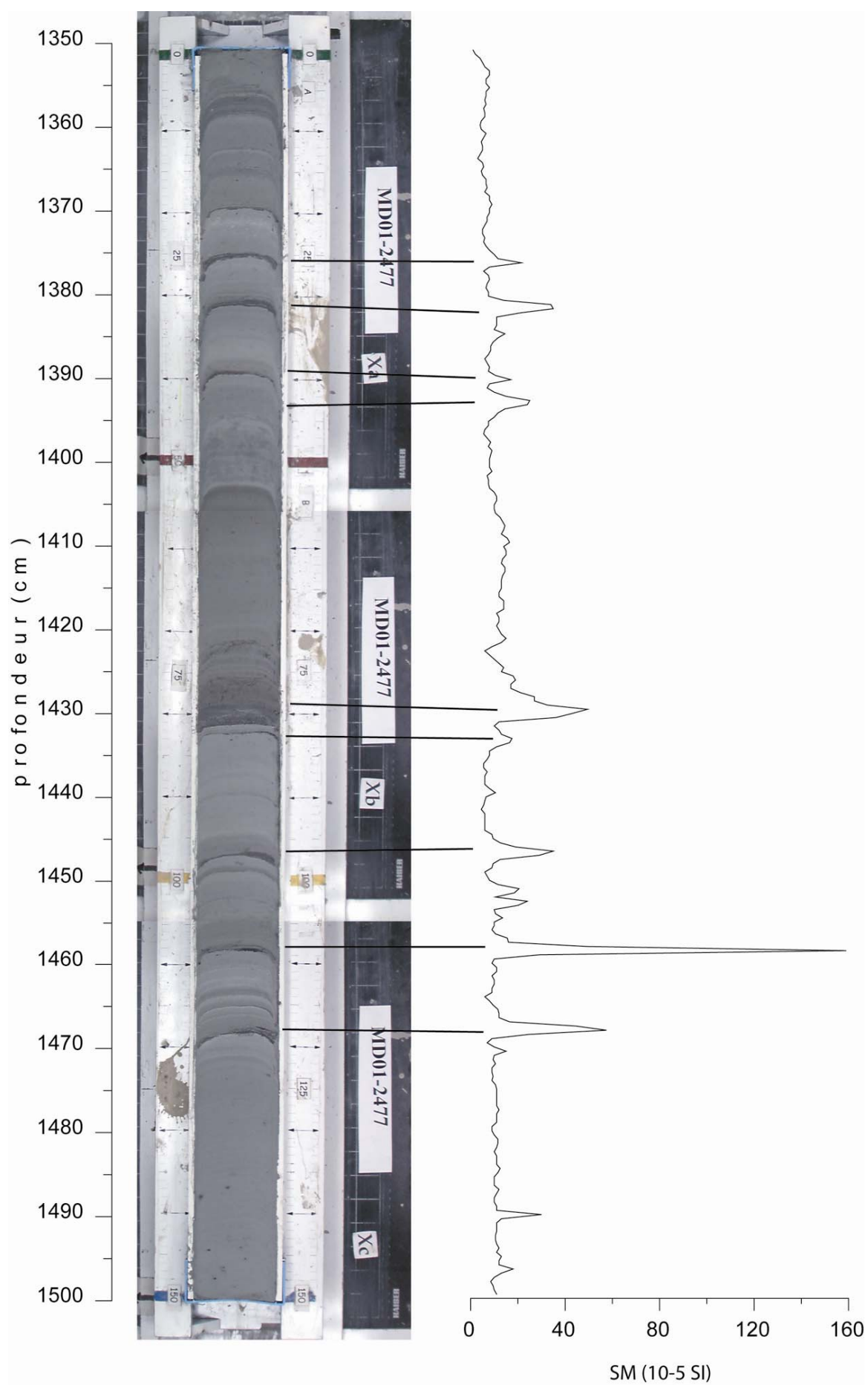


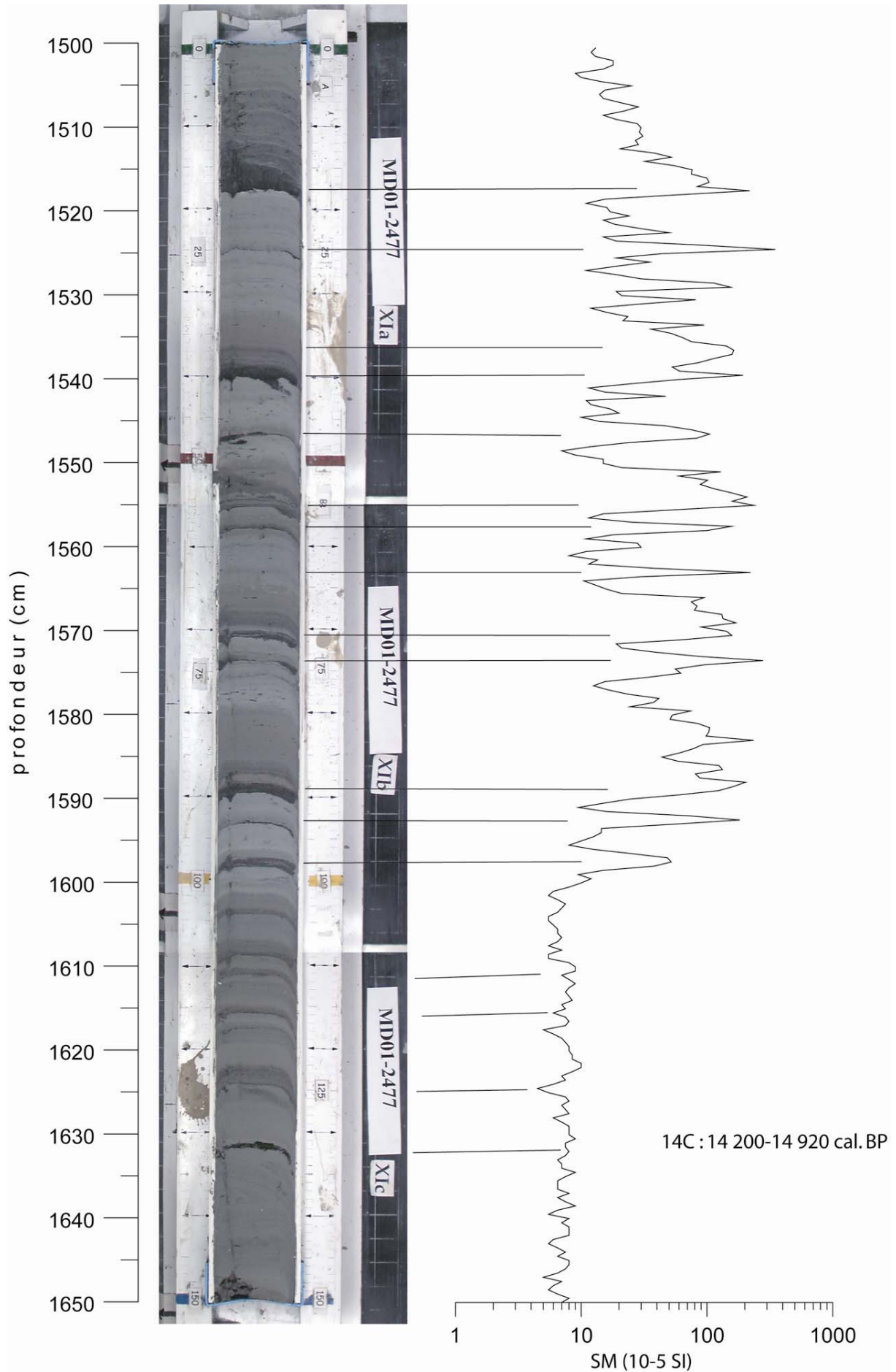


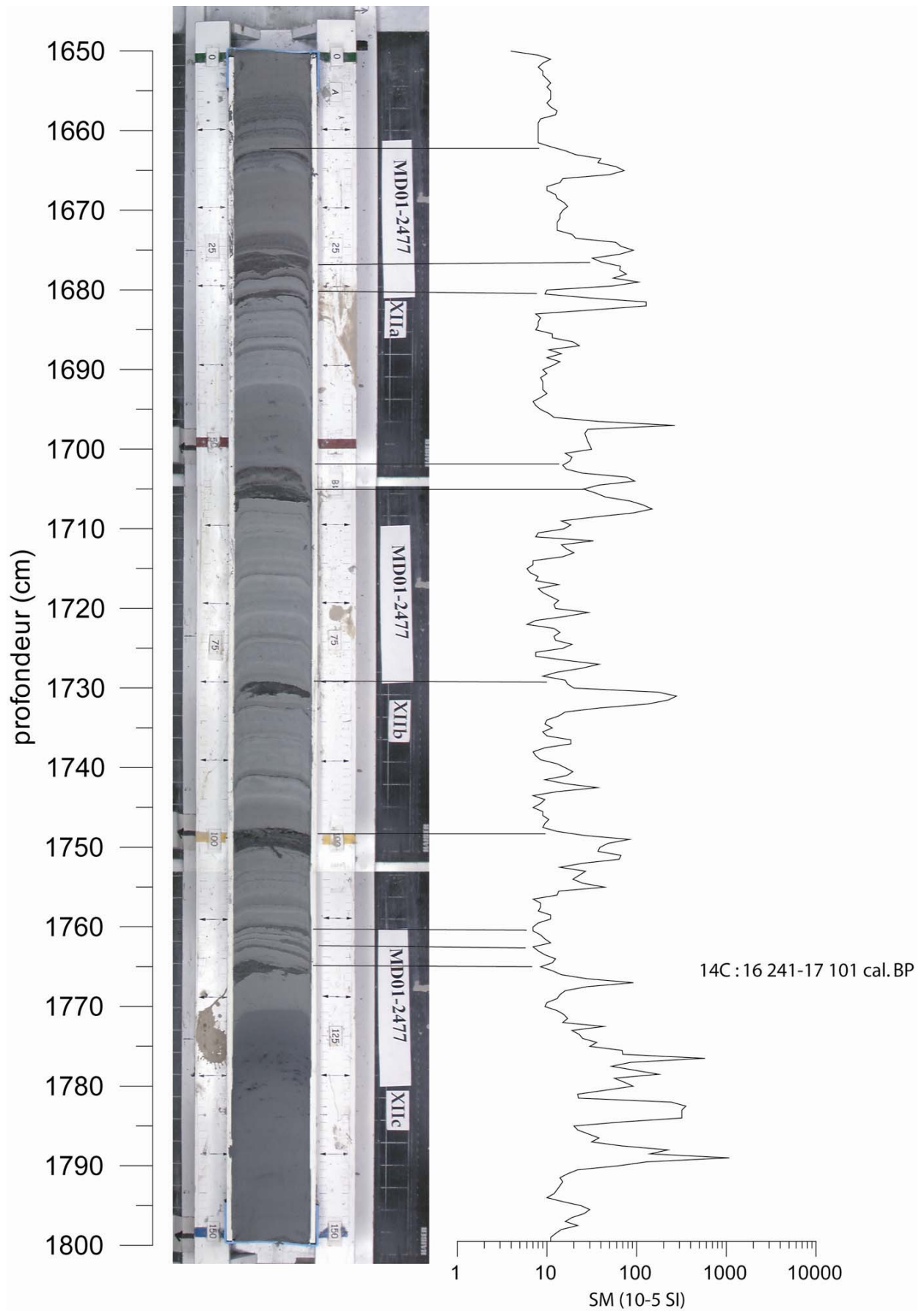


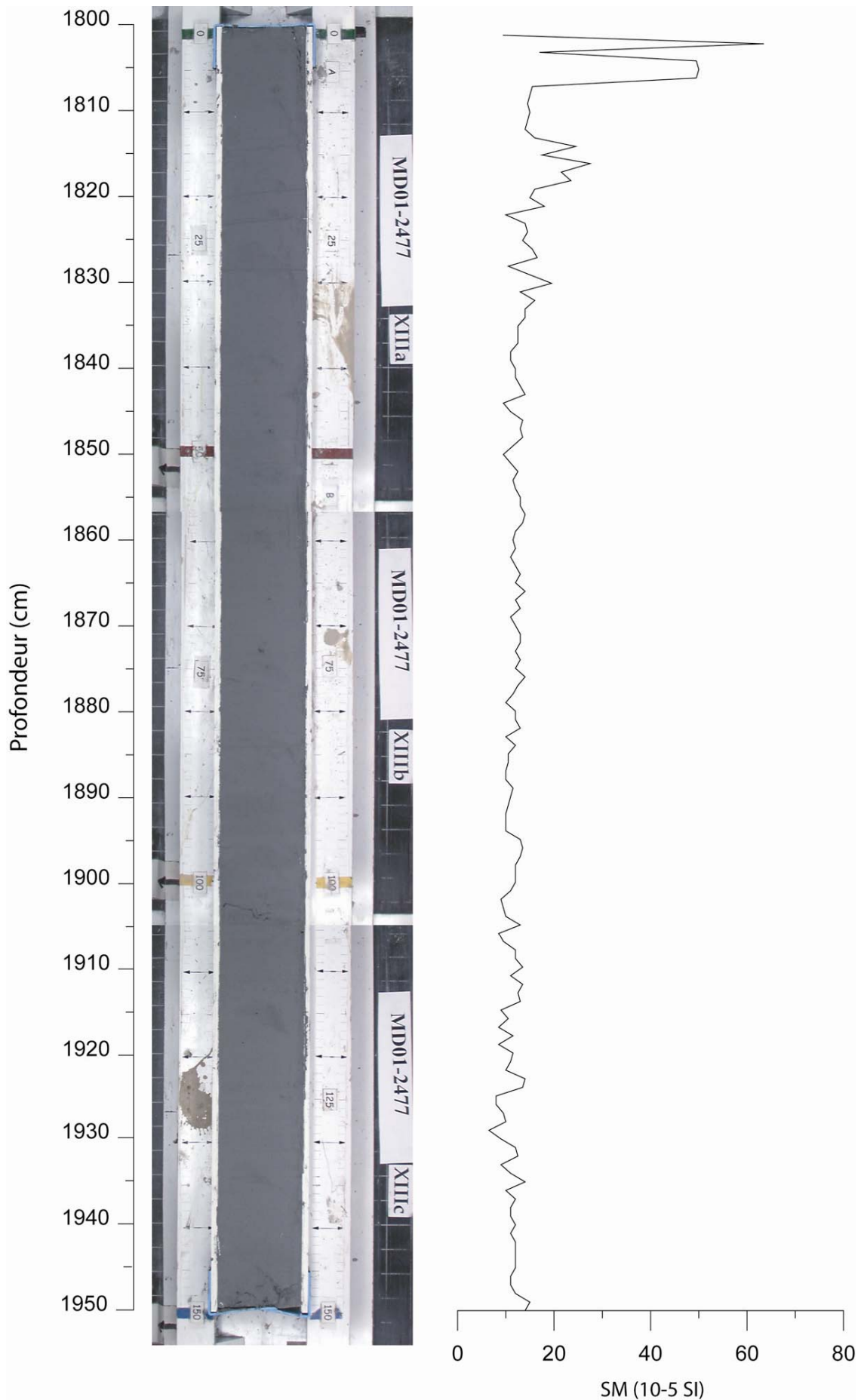


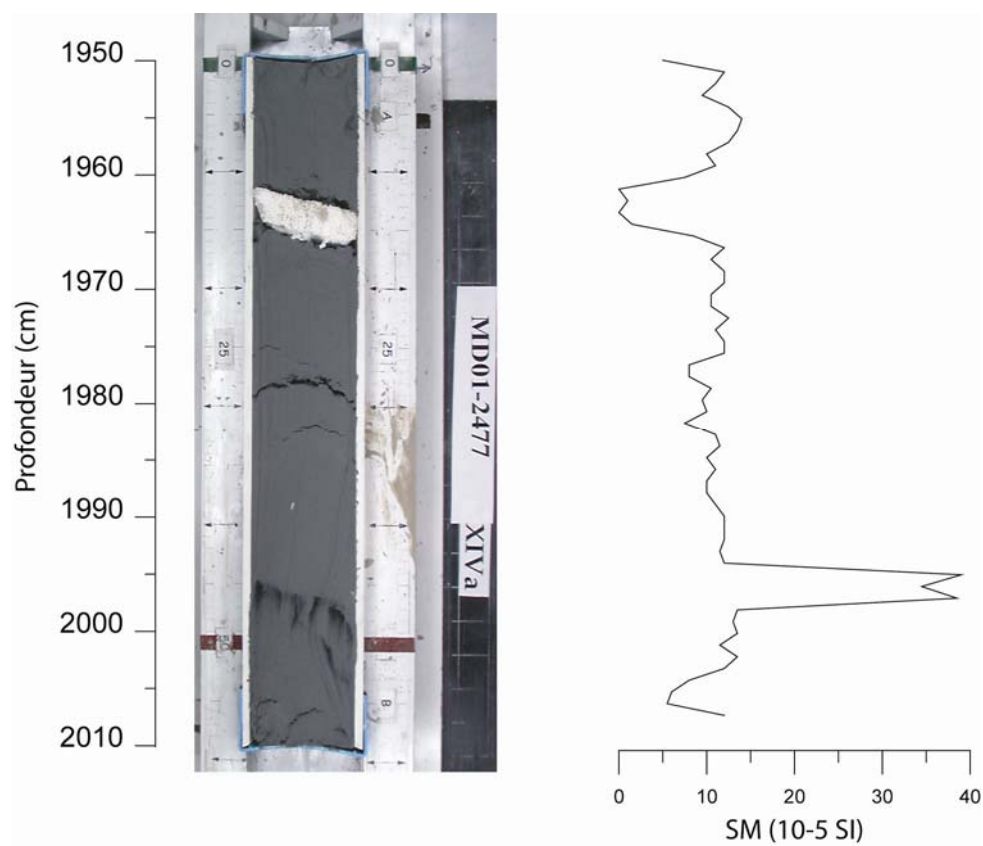


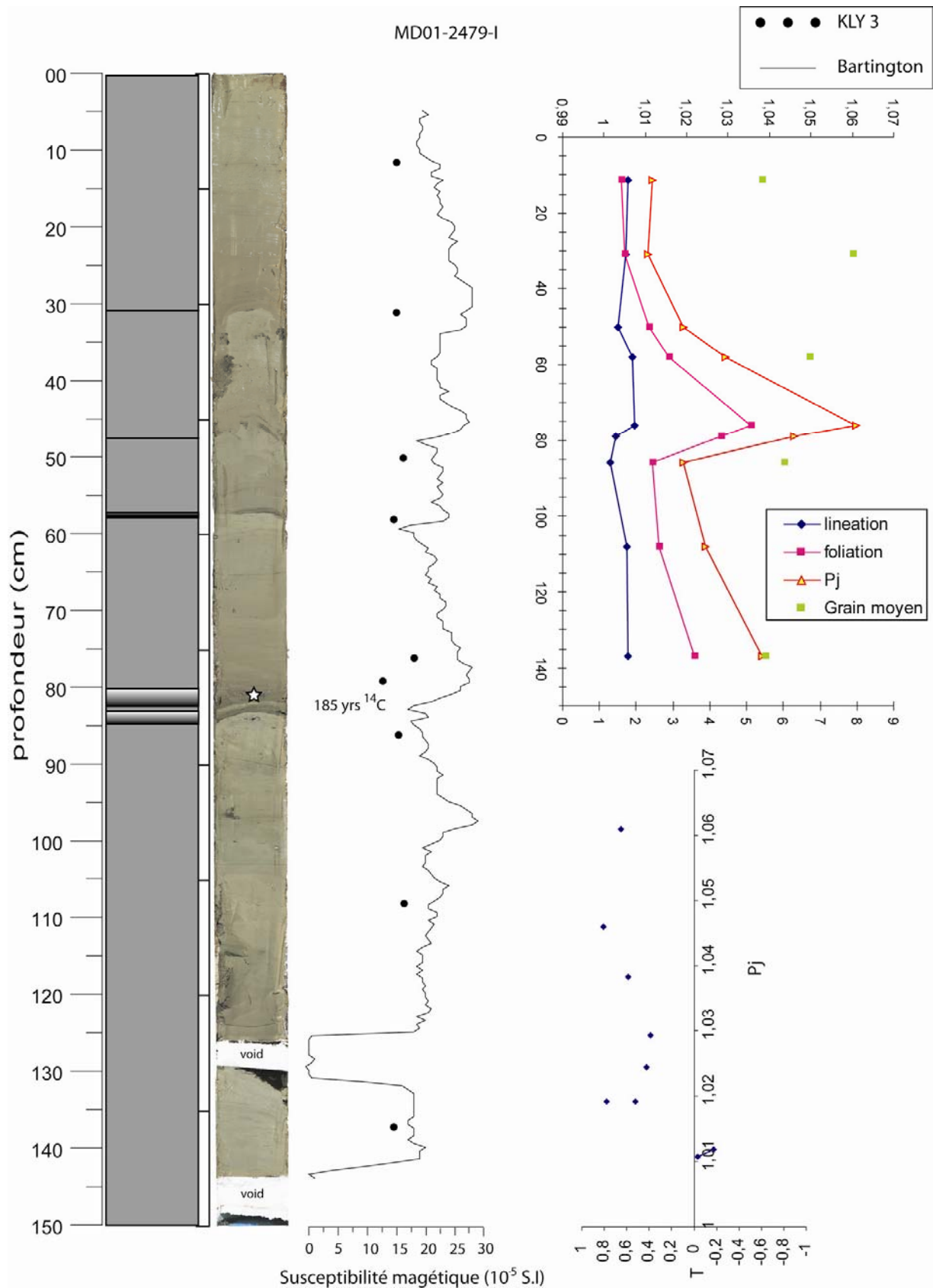


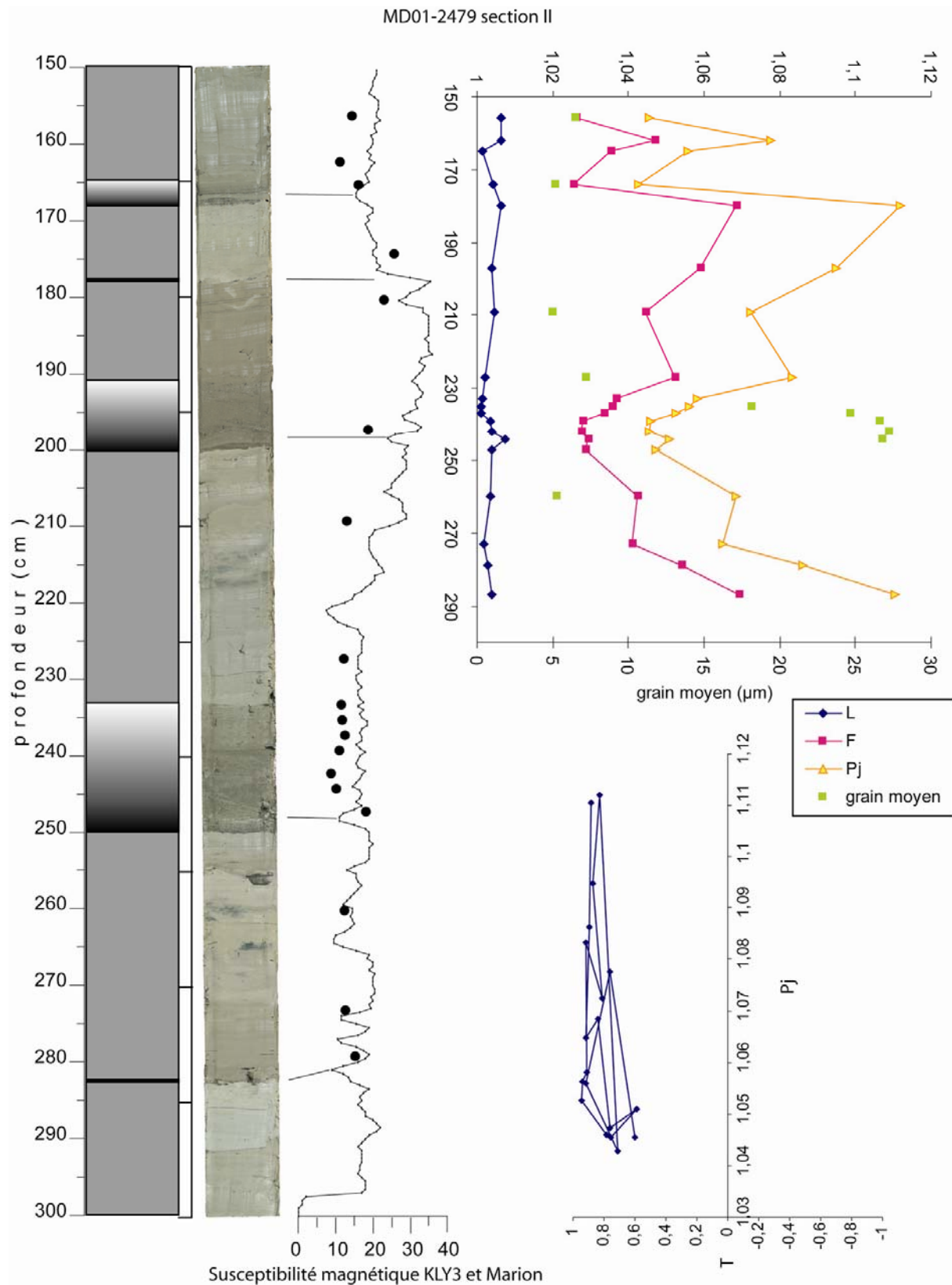


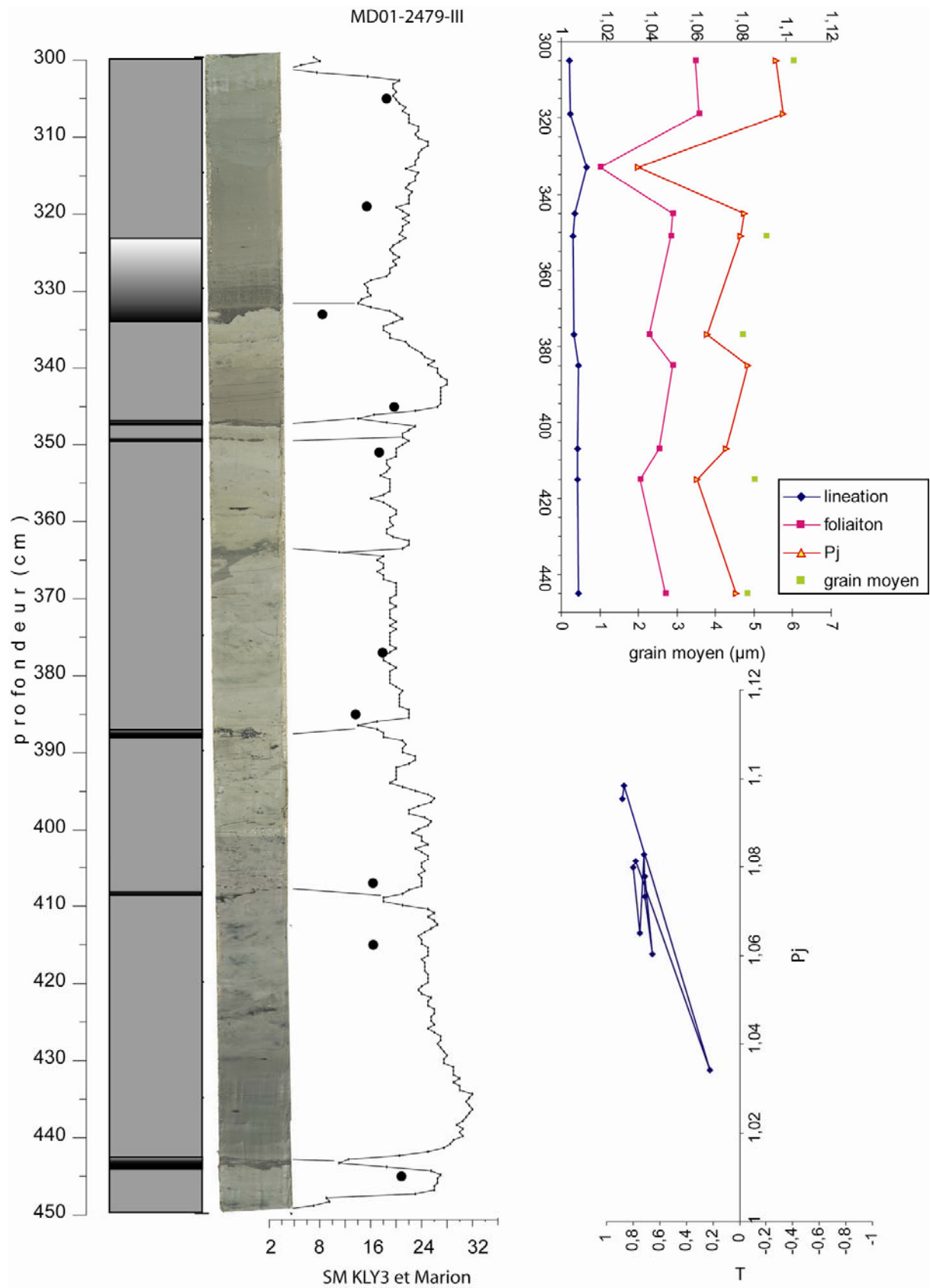


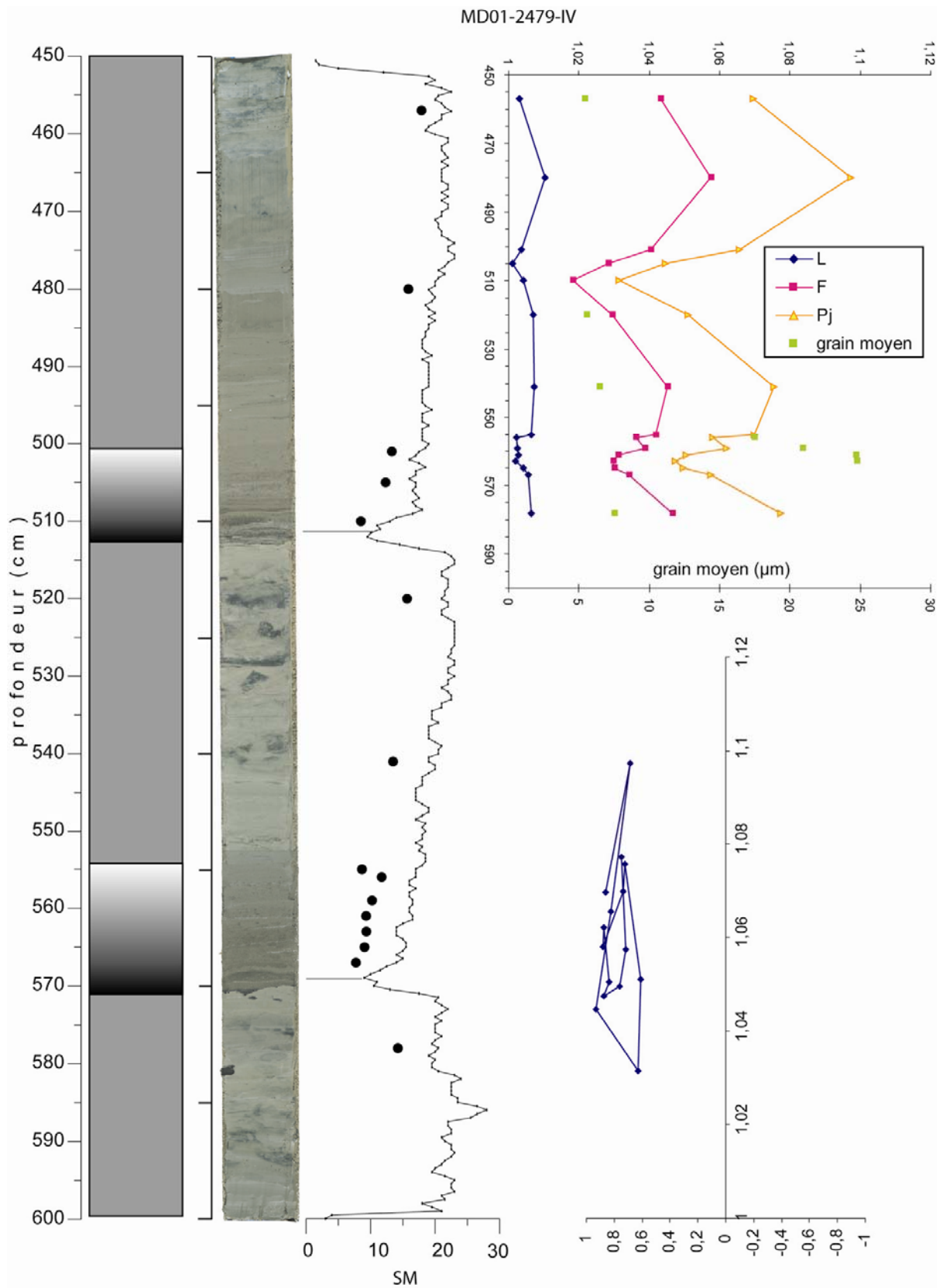


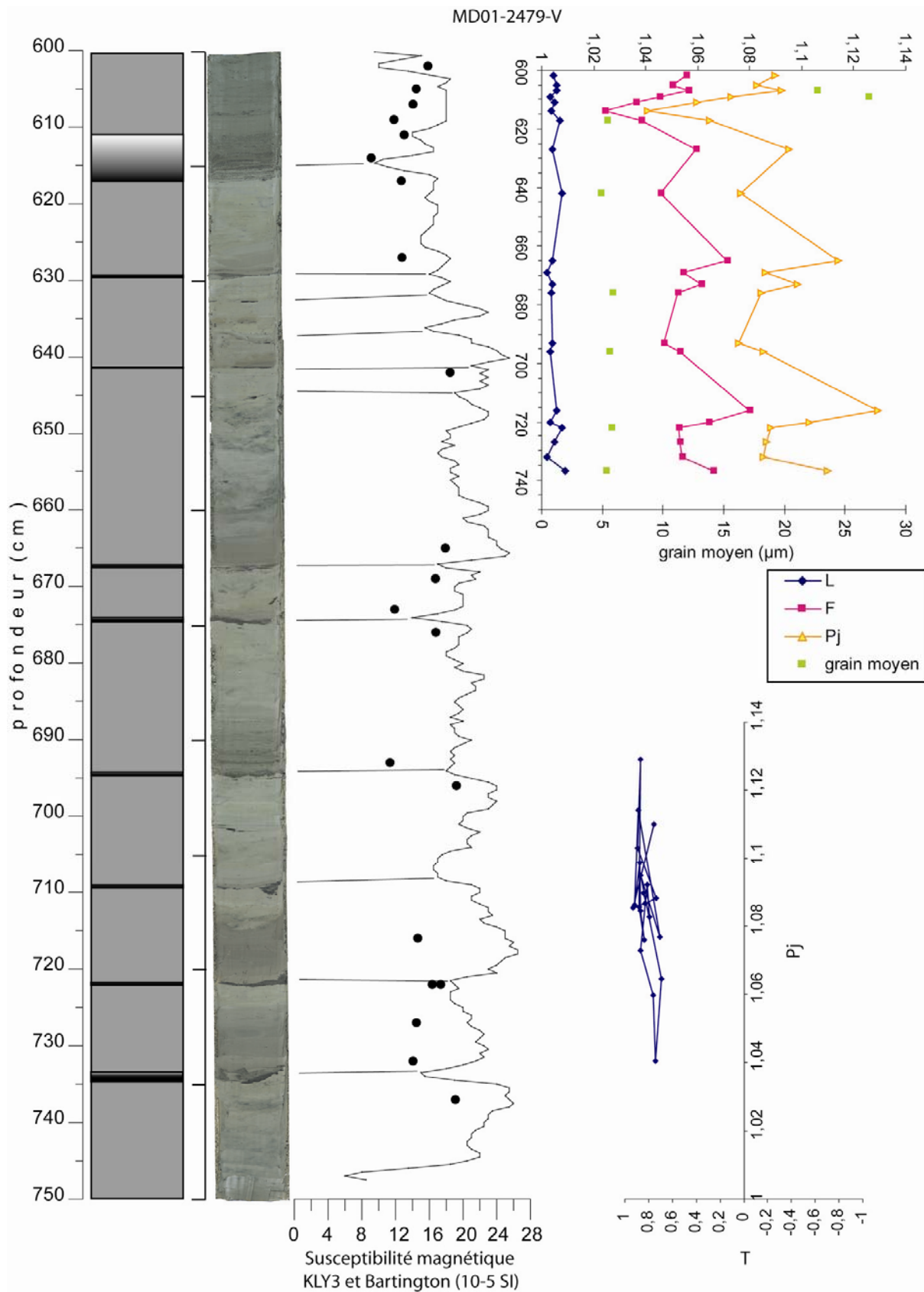


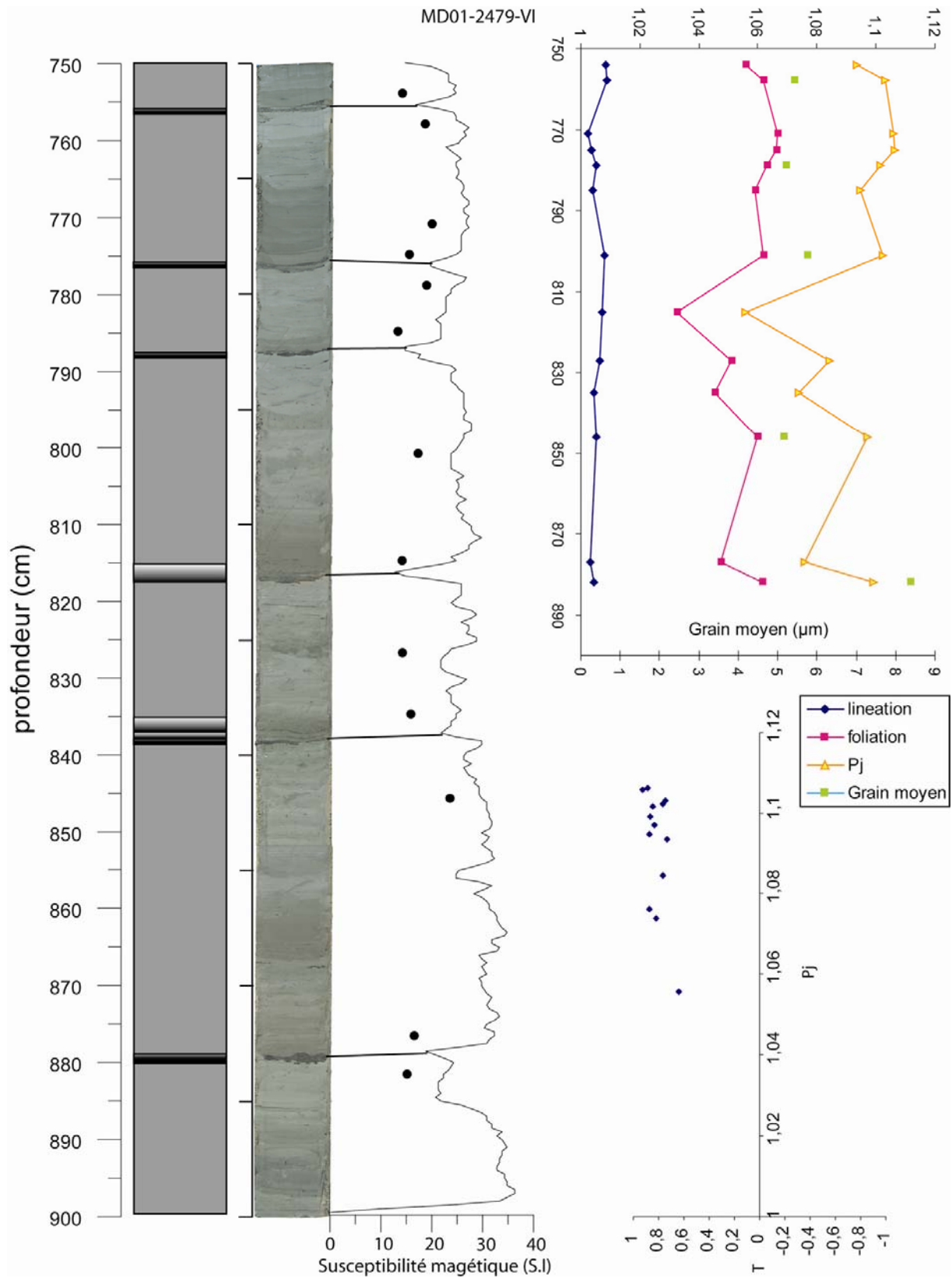


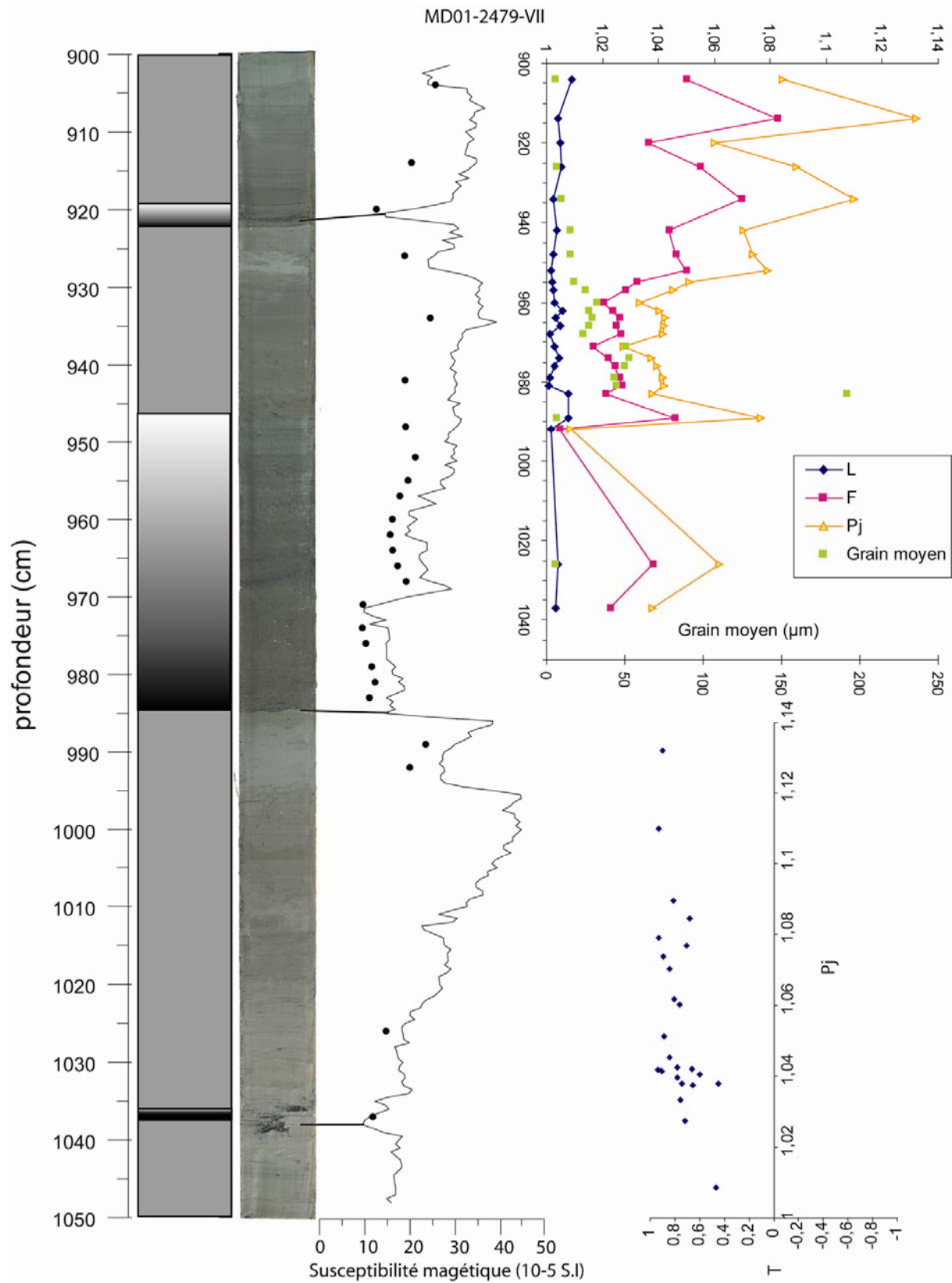


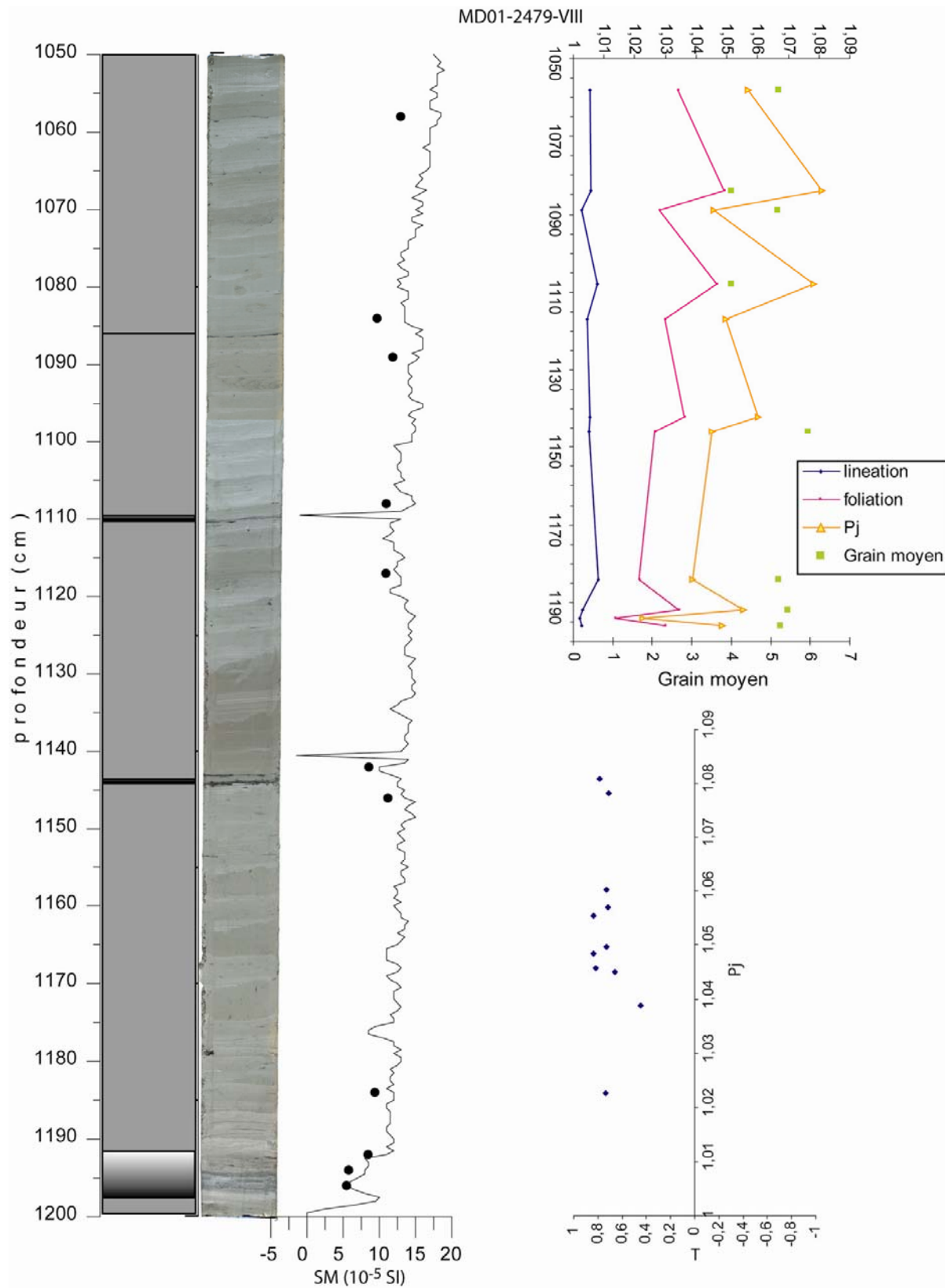


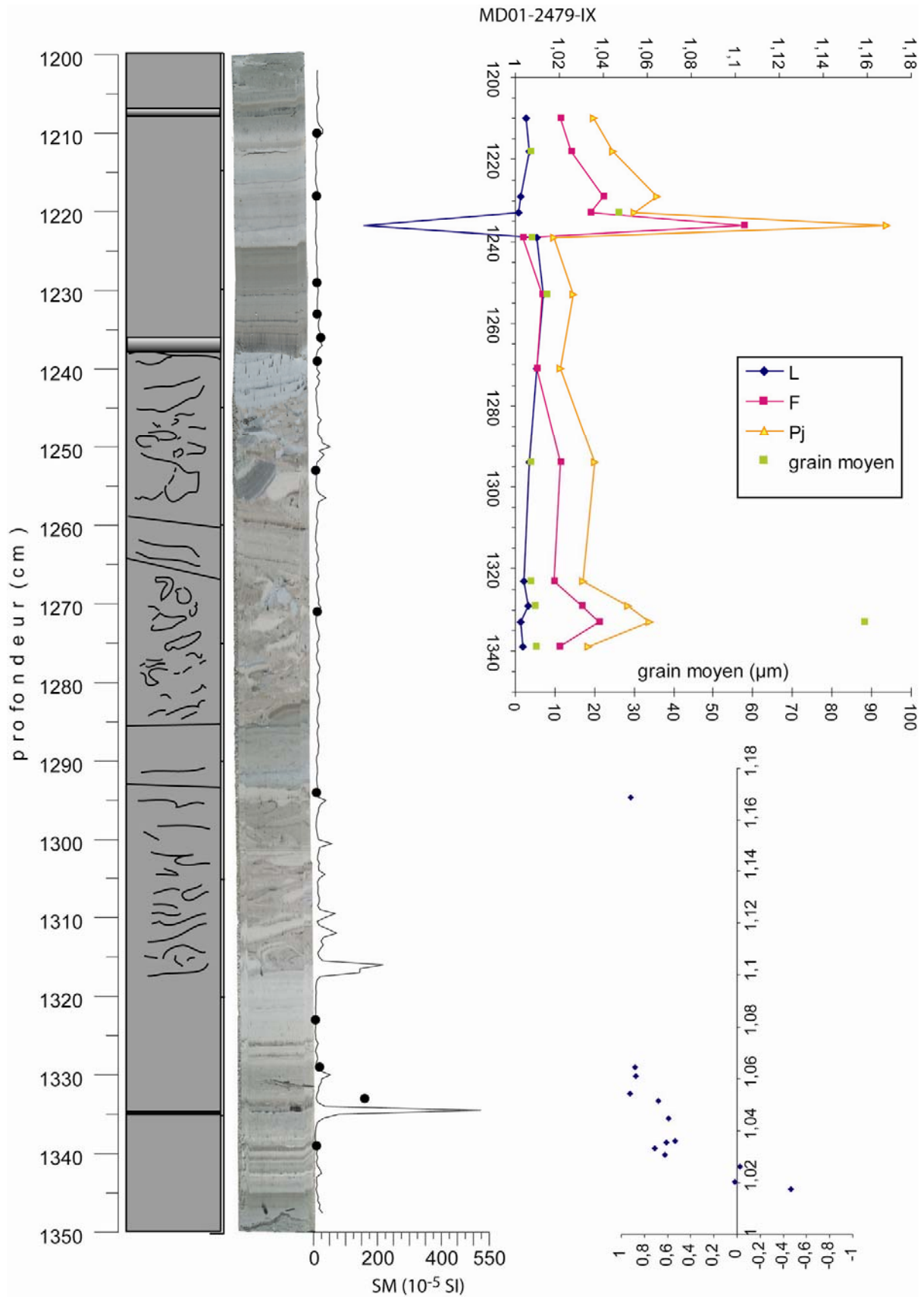


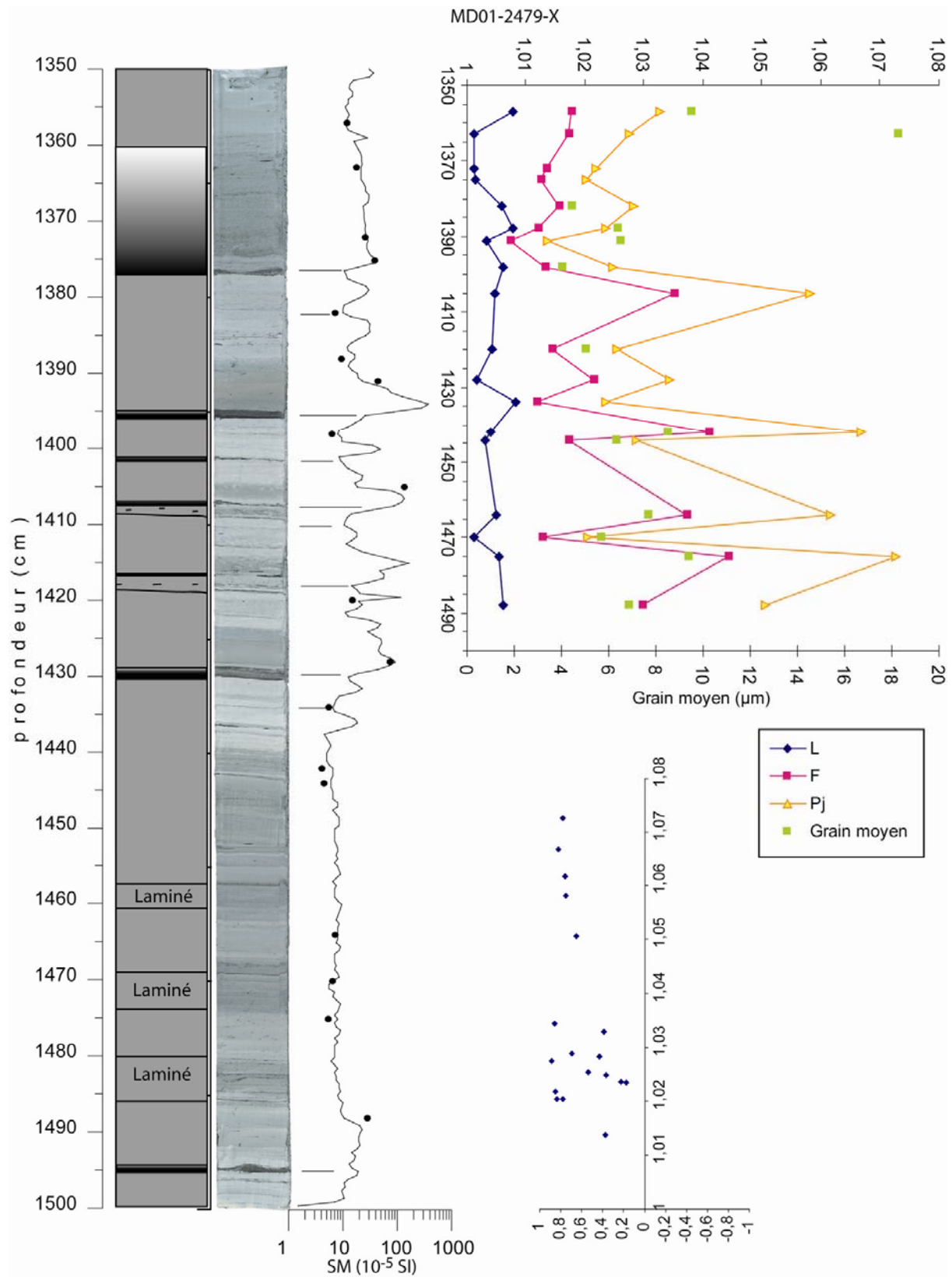


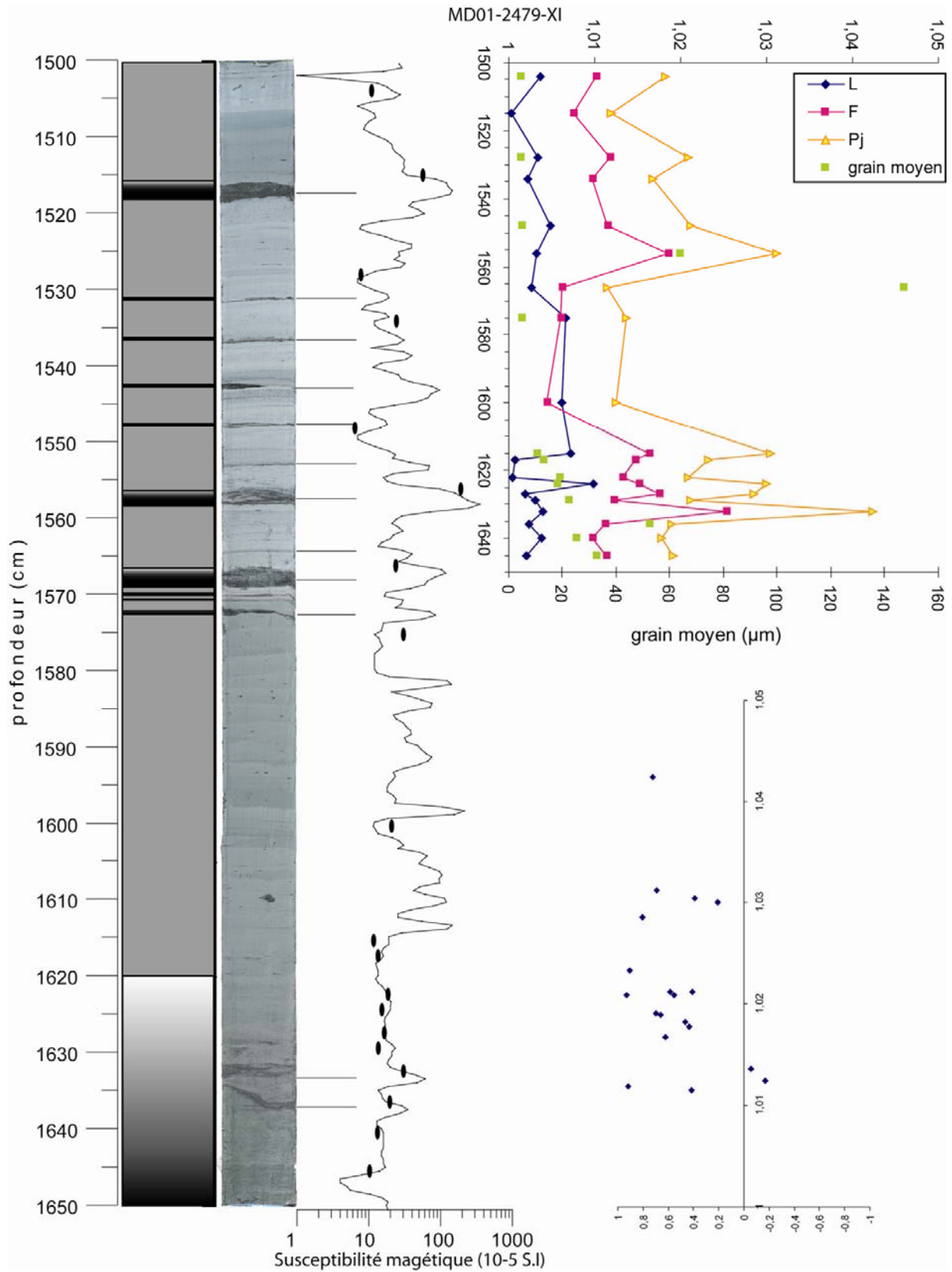


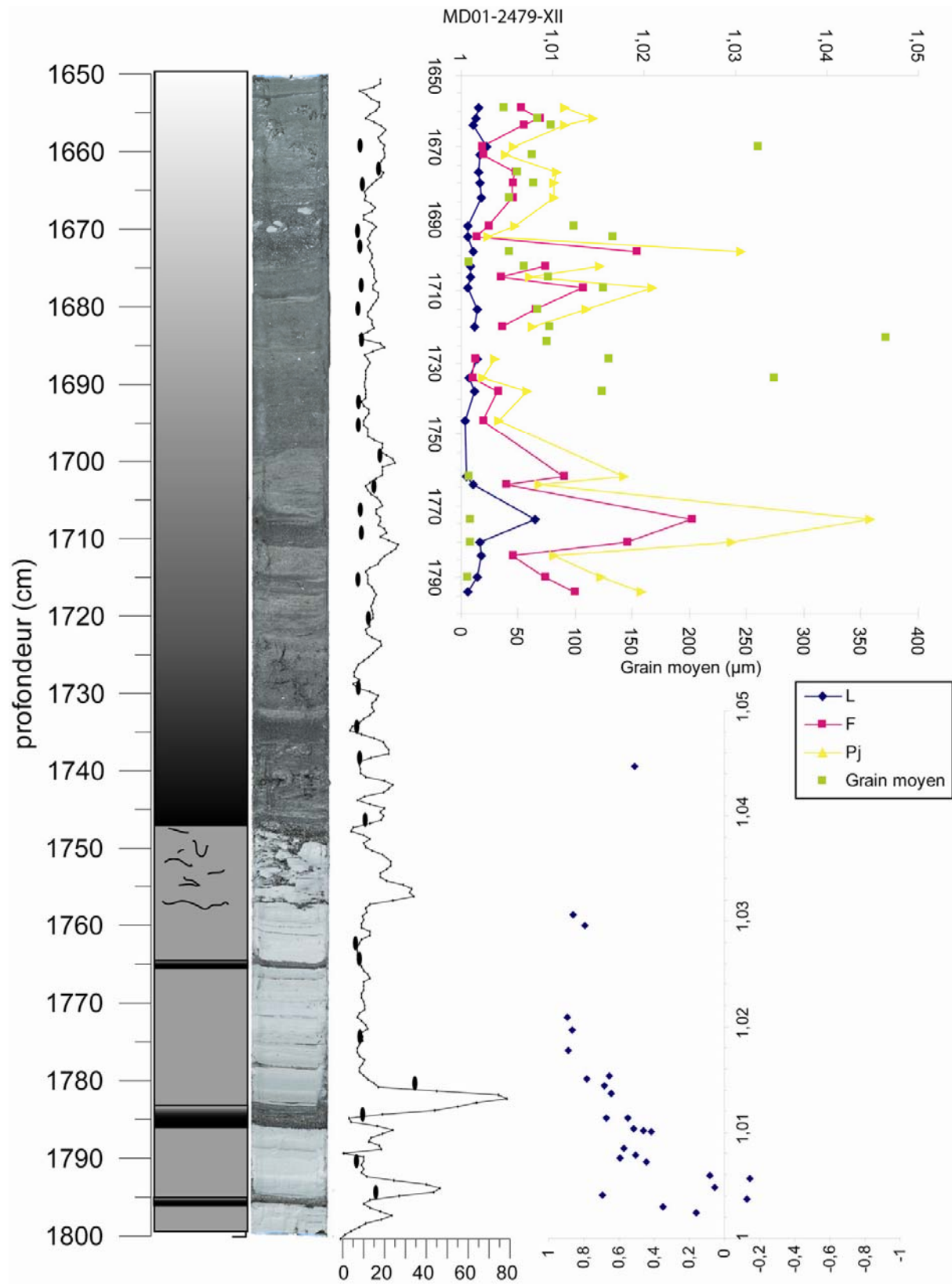


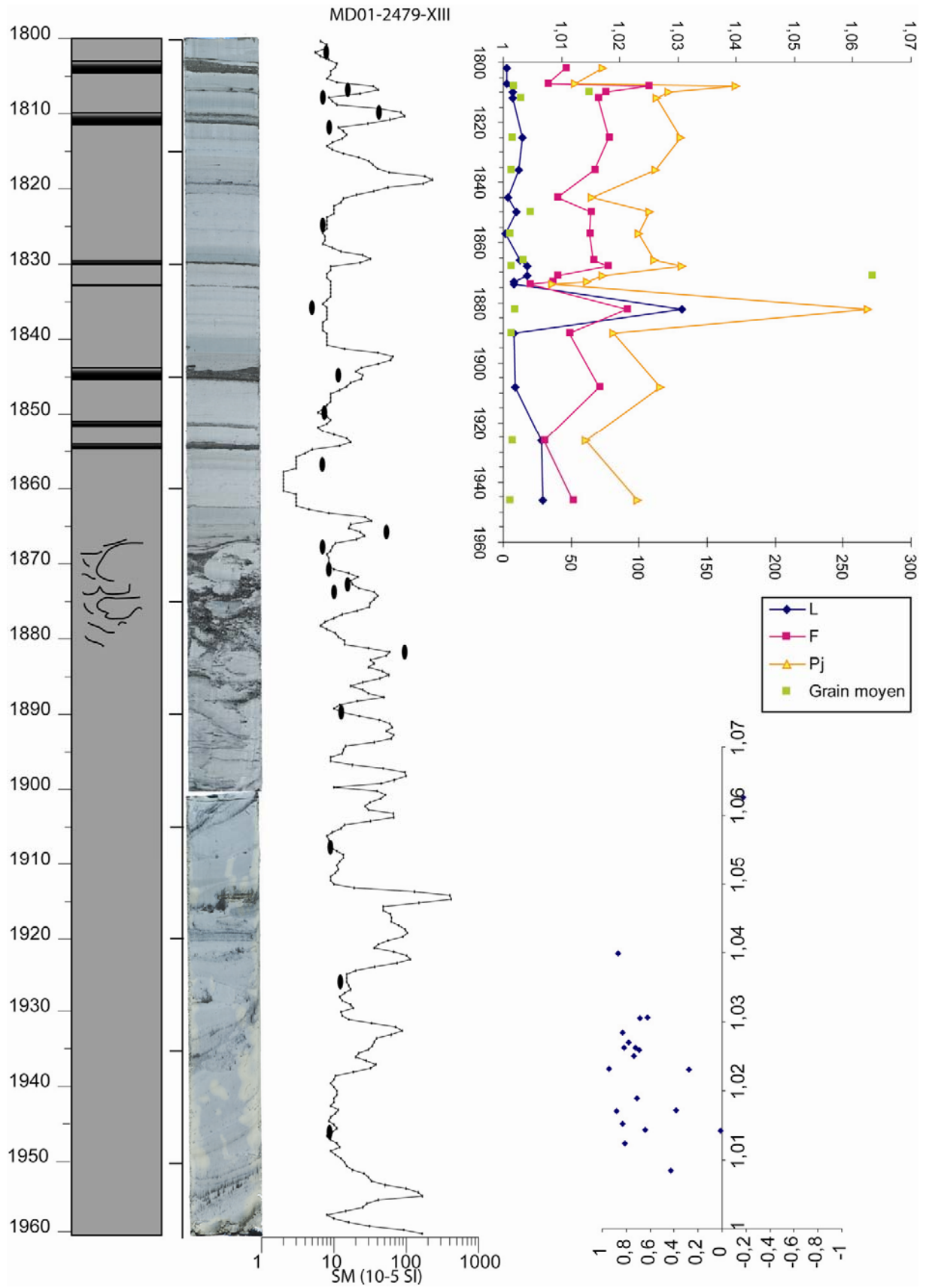












Annexe III

Golfe de Cariaco

Cette annexe comprend uniquement l'article de Audemard et al. (2007b).

LA DEPRESIÓN SUBMARINA DE GUARACAYAL, ESTADO SUCRE, VENEZUELA: UNA BARRERA PARA LA PROPAGACIÓN DE LA RUPTURA COSÍSMICA A LO LARGO DE LA FALLA DE EL PILAR

FRANCK AUDEMARD, CHRISTIAN BECK, JASPER MOERNAUT, KOEN DE RYCKER, MARC DE BATIST, JAVIER SÁNCHEZ, MORALIS GONZÁLEZ, CRISTHIAN SÁNCHEZ, WILLEM VERSTEEG, GUSTAVO MALAVÉ, MICHAEL SCHMITZ, AURÉLIEN VAN WELDEN, EDUARDO CARRILLO y ANDRÉS LEMUS

RESUMEN

La depresión de Guaracayal, en el golfo de Cariaco, estado Sucre, Venezuela, fue inicialmente reconocida a partir de un levantamiento batimétrico realizado en la década de los ochenta. Un levantamiento de sismica somera de alta resolución adquirido en el golfo de Cariaco a bordo del B/O Guaiquerí II en enero 2006 reveló que esta depresión resulta ser una cuenca en tracción activa ("active pull-apart basin") sobre la traza activa submarina de la falla dextral de El Pilar, por su geometría y lo fresco y prominente de los escarpes de fallas que la limitan. Esta cuenca, con una profundidad de aguas de ~15m mayor que el fondo plano ubicado a unos -80m, mide aproximadamente 8km de longitud en dirección este-oeste y unos 2km transversalmente. La cuenca se forma en un relevo dextro,

es decir transtensivo, de la traza submarina de la falla de El Pilar, que secciona en dos porciones lo propuesto anteriormente como un único segmento de falla con extensión entre Cumaná y Casanay-Guarapiche. Esta separación entre ambas trazas de 2km parece ser suficiente barrera para la propagación lateral de la ruptura sísmica, tal como lo evidencia la sismicidad contemporánea e histórica. El tramo de falla Cumaná-Casanay, de unos 80km de longitud, ha requerido en dos ocasiones de la conjunción de dos sismos contiguos en dirección oeste-este (1797-1684 y 1929-1997) para romperse en su totalidad. No obstante, no se excluye la posibilidad de un evento que rompa toda la extensión del segmento, a pesar de este comportamiento sísmico reiterado.

El Nororiente venezolano presenta, a lo largo de la historia, la mayor actividad sísmica a escala nacional (Audemard, 1999b), siendo la fuente sísmica de los eventos más significativos la extremidad sur de la subducción de las Antillas me-

nores o la falla de El Pilar. Son numerosos los sismos históricos con testimonios escritos de daños sobre la población y el medio construido de la región, desde los comienzos de la dominación española a principios del s. XVI (Gómez, 1990; Graeses *et al.*, 1999). Particularmente, la ciudad

de Cumaná ha sido afectada, hasta llegar a su destrucción parcial, por los eventos de: 1530, 1684, 1766, 1797 y 1853, así como por dos sismos contemporáneos en el s. XX, en 1929 y 1997 (Audemard, 2007).

Los sismos con epicentros en proximidad a, o en, el golfo de Cariaco presentan

PALABRAS CLAVE / Cariaco / Propagación / Ruptura / Segmentación / Sismología / Venezuela /

Recibido: 16/10/2006. Modificado: 15/08/2007. Aceptado: 18/08/2007.

Franck A. Audemard M. Doctorado en Tectónica, Université de Montpellier, Francia. Jefe, Departamento de Ciencias de la Tierra, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Venezuela. Dirección: FUNVISIS, Prologación Calle Mara, Quinta Funvisis, El Llanito, Caracas 1073, Venezuela. e-mail: faudemard@funvisis.gob.ve.

Christian Beck. Doctorado de Estado, Université des Sciences et Techniques de Lille, Francia. Profesor, Université de Savoie, Francia.

Jasper Moernaut. Maestría y Doctorante en Geología, Universiteit Gent (UGENT), Bélgica.

Koen De Rycker. Ingeniero Sísmico, UGENT, Bélgica.

Marc De Batist. Doctorado en Geología, UGENT, Bélgica. Profesor, UGENT, Bélgica.

Javier Sánchez. Ingeniero Geofísico, Universidad Central de Venezuela (UCV). Ingeniero Geofísico, FUNVISIS, Venezuela.

Moralis González. Ingeniero Geofísico, UCV, Venezuela. Ingeniero Geofísico, FUNVISIS, Venezuela.

Cristhian Sánchez. Ingeniero Geofísico, Universidad Simón Bolívar, Venezuela. Ingeniero Geofísico, FUNVISIS, Venezuela.

Willem Versteeg. Ingeniero Informático, UGENT, Bélgica.

Gustavo Malavé. Doctorado en Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Presidente, FUNVISIS, Venezuela.

Michael Schmitz. Doctorado en Geofísica, Freie Universität Berlin, Alemania. Jefe, Unidad de Geofísica Aplicada, FUNVISIS, Venezuela.

Aurélien Van Welden. Sedimentólogo y Doctorando, Université de Savoie, Francia.

Eduardo Carrillo. Doctorado, Université de Savoie, Francia. Profesor, UCV, Venezuela.

Andrés Lemus. Biólogo. Gerente, Consultora Ambiental Universidad de Oriente, C.A., Cumaná, Venezuela.

particular interés para este estudio. Se ha propuesto preliminarmente que la falla de El Pilar presente un segmento continuo entre Cumaná y Casanay, que cruza longitudinalmente al golfo de Cariaco en toda su extensión (Funvisis, 1994; Beltrán *et al.*, 1996; Audemard *et al.*, 2000). Los eventos de 1929 y 1997 denotan que este segmento sismogénico no rompe completamente en asociación a un único sismo (Audemard, 2007). Un comportamiento similar ha tenido lugar en tiempos históricos Audemard (1999b, 2007). En vista de este comportamiento sismogénico reiterado, se ha realizado un levantamiento sísmico de alta y muy alta resolución en el golfo de Cariaco, con el concurso de las universidades de Gent (Bélgica), Savoie (Francia) y Oriente (UDO, Venezuela) y la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS, Venezuela), teniendo entre sus objetivos principales caracterizar la traza submarina de la falla de El Pilar en el golfo de Cariaco, con miras a determinar si tal comportamiento sísmico reiterado (al menos en dos ciclos contiguos) responde a alguna estructuración particular de la falla de El Pilar. Este trabajo solo presenta los resultados obtenidos de la sismica de alta resolución adquirida en enero 2006 a bordo del B/O Guaiquerí II, y persigue explicar cómo la estructuración de la falla de El Pilar en su segmento submarino en el golfo de Cariaco controla la ocurrencia de sus sismos mayores.

La Falla de El Pilar

La falla de El Pilar acomoda una gran fracción del movimiento relativo de la placa Caribe hacia el este con respecto a Suramérica (Rod, 1956b; Pérez and Aggarwal, 1981; Stephan, 1982; Schubert, 1984; Soulas, 1986; Beltrán and Giraldo, 1989; Audemard *et al.*, 2000; Pérez *et al.*, 2001; Weber *et al.*, 2001, entre otros). No obstante, esta frontera de placas no está representada por un accidente tectónico único (Soulas, 1986; Beltrán, 1994) y más bien es una franja de deformación transcurrente-compresiva (transpresiva) en el Orien-

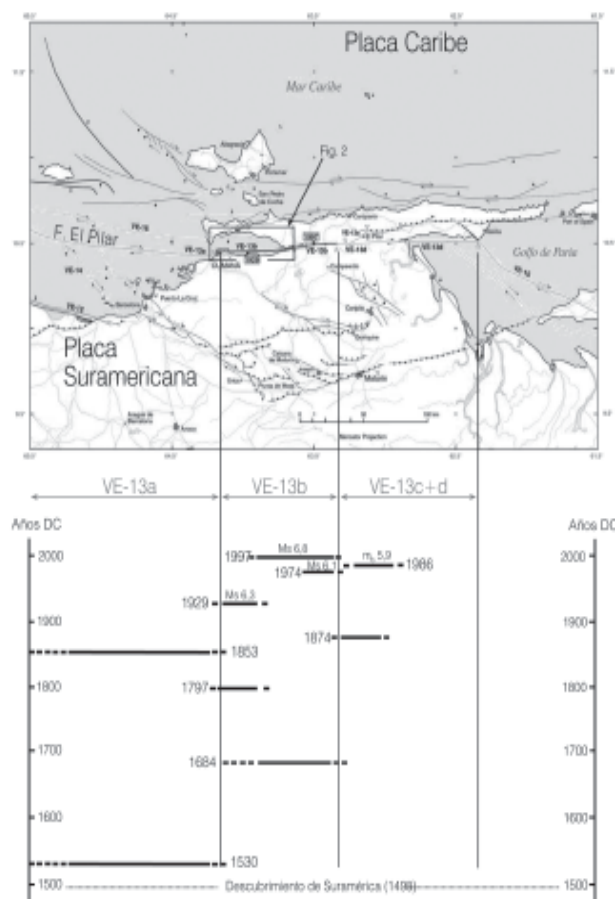


Figura 1. Mapa de fallas cuaternarias del Oriente de Venezuela según Audemard *et al.*, (2000), mostrando la extensión y secciones de la falla de El Pilar (VE-13), al igual que los últimos eventos sísmicos con ruptura superficial (1929 y 1997) ocurridos sobre ella, en la parte superior de la figura. Se señala la posición relativa de la Figura 2, la cual cubre la totalidad del golfo de Cariaco. En la parte inferior se muestra la distribución espacio-temporal de la actividad sísmica para los sismos de $M_s > 6$ a lo largo de la falla de El Pilar para el período 1498-1997, tomado de Audemard (2007). Para cada evento en el diagrama las longitudes de ruptura corresponden geográficamente con las secciones de la traza activa de la falla de El Pilar identificadas por sus subíndices.

te venezolano de más de 100km de ancho (Figura 1; Audemard, 1993; Singer and Audemard, 1997; Audemard, 1998, Audemard *et al.*, 2005). La porción más oriental en territorio venezolano de este gran sistema de fallas dextrales lo constituye la falla de El Pilar. Esta falla se extiende en dirección este-oeste por unos 350km, entre la fosa de Cariaco al oeste y el golfo de Paria al este (Figura 1). A excepción de un segmento en tierra de unos 80km de longitud, entre los golfos de Cariaco y Paria en el estado Sucre, y las trazas que limitan los cerros de Caigüire en Cumaná, la traza activa de la falla de El Pilar es esencialmente submarina, tanto en mar afuera al norte de la ensenada de Barcelona como en los golfos de Cariaco y Paria.

La contribución o participación de esta falla en la migración de la placa Caribe hacia el este con respecto a Suramérica es aún tema de discusión ví-

vida y candente. No obstante, campañas de medición GPS de alta precisión realizadas en los últimos 20 años han permitido determinar que una franja de deformación de ~30km de ancho, contenida de la falla de El Pilar, acomoda ~70% de los 20mm/a de velocidad relativa entre las placas Caribe y Suramérica (Pérez *et al.*, 2001). Más aún, aunque la falla ha sido considerada por numerosos autores como elemento constituyente del límite de placas, la controversia referente a su sentido de movimiento se mantuvo hasta la ocurrencia del sismo de Cariaco de 1997, ocasión en que su desplazamiento lateral derecho puro quedó claramente evidenciado y demostrado (Audemard, 1999a; Audemard, 2006). El debate aún se mantenía a pesar que la traza activa de la falla de El Pilar había sido cartografiada con base en criterios geomórficos de actividad cuaternaria por FUNVISIS (1994), publicada luego por Beltrán *et al.* (1996). Estos autores reportaron evidencias geomórficas diagnósticas de transcurrancia dextral a lo largo de su traza activa tales como drenajes desplazados dextrales, trincheras y ensilladuras de falla, lomos de presión, lagunas y escarpes de fallas (mayor detalle en figuras 1 y 2 en Beltrán *et al.*, 1996). Con base en esa cartografía, la traza activa de la falla de El Pilar es subdividida en cuatro secciones (FUNVISIS, 1994; Beltrán *et al.*, 1996; retomado por Audemard *et al.*, 2000), de oeste a este (VE-13a a VE-13d en Figura 1), a saber:

- 1) Una traza submarina de orientación este-oeste, al oeste de Cumaná, que limita por el sur la fosa o cuenca en tracción (*pull-apart basin*) de Cariaco, la cual se amortigua en los cerros de Caigüire en Cumaná, en un relevo transpresivo.
- 2) Una segunda porción que se extiende desde el flanco norte del "pop-up" de Caigüire hasta la curvatura transpresiva de Casanay-Guarapiche, estando gran parte de su traza en el fondo marino del golfo de Cariaco.
- 3) Un segmento de ~30km de largo que diverge ligeramente hacia el ENE, extendiéndose entre los poblados de Río Casanay y El Pilar y conectándose con la falla de Tunapuy.
- 4) Una última porción de orientación este-oeste que cruza las zonas anegadizas de las Sabanas de Venturini, para luego correr en mar al sur de la costa sur de la península de Paria, antes de conectarse con el sistema

de fallas de Los Bajos-El Soldado de orientación NW-SE (VE-15 y sub-paralela al sur, respectivamente, en Figura 1) y éste a su vez con las fallas de Warm Springs en territorio trinitario, al igual que con un sistema inverso de orientación este-oeste ubicado al sur de la costa sur de Trinidad.

Sismicidad en el Oriente Venezolano

El catálogo sísmico instrumental de FUNVISIS (2007), que abarca desde 1910, evidencia que el nororiente venezolano se caracteriza por ser la región de mayor actividad sísmica a escala nacional. Esto está adicionalmente atestiguado por la frecuencia de sismos históricos que han producido daños en la región desde los comienzos de la dominación española a principios del s. XVI (Gómez, 1990; Grases *et al.*, 1999). En particular, Cumaná ha sido afectada, ocasionalmente hasta su destrucción parcial, por varios sismos históricos, entre los que ameritan mención los eventos de 1530, 1684, 1766, 1797 y 1853, así como dos sismos contemporáneos en el s. XX: El sismo de Cumaná del 17/01/1929 y el reciente terremoto de Cariaco del 09/07/1997 (Audemard, 1999b; Audemard, 2006).

Apartando la contribución sísmica de profundidad intermedia y profunda de la extremidad sur de la subducción de las Antillas Menores, que yace parcialmente bajo Trinidad y la península y golfo de Paria, la falla de El Pilar es la principal fuente sísmica en el noreste de Venezuela, tal como había señalado Rod (1956a). Sin embargo, todos los sismos históricos mayores ocurridos en esta región han sido adscritos a la falla de El Pilar sin corroboración geológica, a excepción de los dos terremotos mencionados ocurridos en el s. XX, por presentar ambos ruptura superficial cosísmica, al igual que el sismo del 04/05/1684, por reconocerse su falla generadora mediante una evaluación paleosísmica (Audemard, 1999b).

Para subsanar esto, Audemard (1999b, 2007), basándose en el estudio de los sismos históricos y apoyado en el análisis comparativo de la reevaluación de las fuentes documentales con las observaciones provenientes de una investigación paleosísmica de varias trincheras realizada sobre la ruptura del sismo de Cariaco de 1997, propuso una distribución espacio-temporal preliminar de los sismos de magnitud $M_s > 6,0$ y con asociación con la falla de El Pilar, entre la fosa de Cariaco y el golfo de Paria (parte inferior de Figura 1). Tal distribución muestra que la falla de El Pilar no rompe en la totalidad de su extensión durante un sismo, sino que lo hace por segmentos que tienen sus propias características sinogénicas (mayores detalles en Audemard, 1999b, 2007). Para el segmento de falla en particular que se extiende entre los cerros de

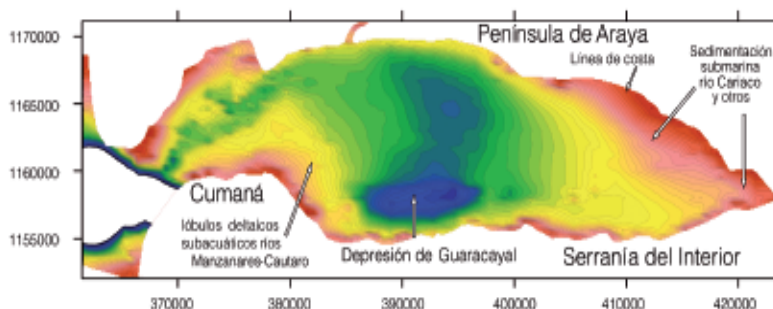


Figura 2. Mapa batimétrico del golfo de Cariaco, tomado de Global Mapper y basado en cartografía original de Caraballo (1982). Nótese la depresión de Guaracayal, en el sur del golfo, que presenta profundidades algo más elevadas que el resto.

Caigüire (Cumaná) al oeste y la población de Casanay en el este (Figura 1), se desprende del presente estudio que los últimos dos ciclos sísmicos de la falla de El Pilar atestiguan que este tramo de falla ha requerido de dos sismos contiguos para completar la longitud total de ~80km del mismo.

El primer ciclo está conformado por dos eventos, un primer evento en la porción más oriental de este tramo de falla, ocurrido en 1684, y un segundo sismo que afectó esencialmente a la ciudad de Cumaná en 1797. El segundo ciclo lo conforman dos eventos del siglo pasado, ocurridos el 17/01/1929 y el 9/07/1997. El primero ocurrió justo al este del casco antiguo de Cumaná, en el sector conocido como Punta Delgada, a partir de la identificación geológica por parte de Paige (1930) de rupturas de superficie cosísmicas en las salinas costeras, teniendo una longitud total de ruptura no mayor a 30km y una magnitud seguramente inferior a $M_w 6,7$ (Mocquet *et al.*, 1996). Por su parte, el sismo de Cariaco de 1997 de $M_s 6,8$ rompió la superficie del terreno entre Villa Frontado y Casanay, en la prolongación hacia el este del golfo de Cariaco, sobre una longitud de 36km (Audemard, 1999a, 2006). No obstante, basado en la distribución de las réplicas más someras de dicho evento calculadas por Baumbach *et al.* (2004), se pudo establecer que dicha ruptura, aunque submarina, debía prolongarse hacia el oeste, dentro del golfo de Cariaco, al menos hasta San Antonio del Golfo-Marigüitar.

El Golfo de Cariaco

El golfo de Cariaco es un cuerpo de aguas con una longitud de ~60km en dirección este-oeste y un ancho promedio próximo a los 9km (Figura 2), cuya geometría responde a un fuerte control estructural a lo largo de sus costas norte y sur (Caraballo, 1982). Este golfo está en conexión con mar abierto en su extremo occidental, al noroeste de Cumaná. El mapa batimétrico de esta cuenca marina levantado por Caraballo (1982) pone en evidencia un

fondo relativamente plano en su parte más central, con paredes de fuerte pendiente al norte y sur, asemejando una "bañera". Por el contrario, su profundidad disminuye hacia la costa progresivamente en su extremo oriental, reflejando el aporte sedimentario del río Cariaco y otros afluentes. De igual manera, se puede reconocer los lóbulos subacuáticos de los ríos Manzanares y/o Cautaro en su extremo suroccidental, en proximidad a Cumaná y su desembocadura (Figura 2). En esta zona, la máxima profundidad de agua es de ~60m, en el fondo de un cañón submarino orientado NE-SW, que permite la conexión entre la fosa de Cariaco, por intermedio del cañón submarino del Manzanares, con la porción central más profunda del golfo. En consecuencia, este cuerpo de agua, en períodos glaciares, cuando el mar descende hasta en unos 100-120m, ha necesariamente quedado aislado del mar, pudiendo haber funcionado como un cuerpo de agua dulce (lago) o más probablemente como una zona cenagosa, a semejanza de las lagunas de Campona y Buena Vista, que hoy se desarrollan en la margen oriental del golfo de Cariaco. El análisis detallado posterior de la información sísmica adquirida permitirá evaluar el comportamiento de esta cuenca en función de las fluctuaciones eustáticas.

En mayor detalle, el análisis del mapa batimétrico del golfo de Cariaco revela la presencia de una depresión pequeña y alargada en dirección este-oeste, a lo largo de la costa sur del golfo, entre los asentamientos de Güirintal y Guaracayal, ubicados al menos a 6km al oeste de Marigüitar (Figuras 2 y 3). Esta depresión, de ~8km de largo y ~2km de ancho, denominada depresión de Guaracayal por Caraballo (1982), es unos 15m más profunda que el fondo relativamente plano circundante del golfo, alcanzando una profundidad máxima entre 85 y 90m. Esta depresión submarina asemeja morfológicamente una cuenca en tracción (*pull-apart basin*), anidada en un relevo transtensivo de la falla dextral de El Pilar. Adicionalmente, esta depresión submarina

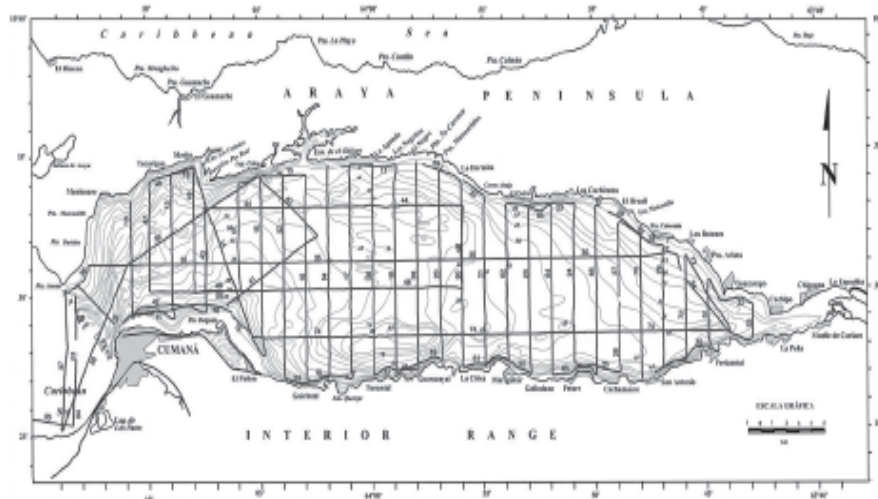


Figura 3. Tendido de líneas sparker grabadas en la campaña de adquisición de enero 2006 a bordo del B/O Guaiquerí II, reportadas sobre mapa batimétrico de Caraballo (1982).

satisface las relaciones geométricas de éstas (su longitud es 3 a 4 veces su ancho; Aydın y Nur, 1981). La adquisición sísmica de alta resolución descrita a continuación persigue, entre otros objetivos, verificar esta hipótesis.

Levantamiento sísmico marino

Se adquirieron cerca de 1000km de líneas sísmicas de alta y muy alta resolución del fondo marino del golfo de Cariaco a bordo del Buque Oceanográfico Guaiquerí II en enero 2006, donde 2/3 correspondieron a líneas de alta resolución y 1/3 a líneas de muy alta resolución. Los equipos utilizados para ambas adquisiciones fueron un sparker de 1,1kHz y un perfilador de fango (*sub-bottom profiler* o *pinger*) de 3,5kHz, respectivamente. En vista que únicamente se discutirá en este artículo la sísmica somera de alta resolución adquirida, la Figura 3 solo muestra el levantamiento de líneas *sparker* grabadas. Los parámetros utilizados durante la adquisición de estas líneas de alta resolución fueron tasa de disparo de 0,75s, duración de grabado de 0,5s y frecuencia de muestreo de 4kHz. La fuente sísmica utilizada fue un sparker 'Centipede' multielectrodo de 300J de potencia e intervalo de frecuencia de 400-1500Hz, que fue fijado para este levantamiento en 1,1kHz. La unidad receptora era un *streamer* de un solo canal, compuesto por 8 hidrófonos. Fuente y receptor fueron arrastrados detrás del barco en la superficie del mar. La navegación y posicionamiento, además de los equipos GPS del barco, se controló con un sistema GPS SIMRAD Shipmate. La data de posicionamiento y sísmica fue grabada por un equipo ELICS Delp-2, en formato SEG-Y. Previo a su grabación, la señal sísmica fue pasada por un filtro pasabanda Rockland

751A para remover aquellas frecuencias $<200\text{Hz}$ y $>2000\text{Hz}$.

De manera general, la mayoría de las líneas (Figura 3) se adquirieron perpendicular y paralelamente a la falla de El Pilar de orientación subecuatorial. Las líneas norte-sur, perfiladas con mayor frecuencia, se adquirieron con una separación de 1' de longitud (~1.85km). Por el contrario, las líneas este-oeste no siguieron un espaciamiento regular. Mas bien, su ubicación respondió a dos objetivos específicos: 1) La más larga de las líneas (74) cruzó longitudinalmente al objetivo tectónico programado, la depresión de Guaracayal. 2) Las demás líneas este-oeste al norte de la primera persiguieron perfilar la zona menos perturbada estructuralmente del golfo (44 y 46). La línea 46 en particular tiende a registrar el abandono progresivo hacia el este de los lóbulos deltaicos subacuáticos del río Manzanares por acción del movimiento dextral de la falla de El Pilar (Figuras 2 y 3).

La falla activa de El Pilar

Aunque las líneas antes descritas se obtuvieron con múltiples propósitos, esta contribución se centra en la estructuración mayor de las trazas submarinas de la falla de El Pilar, con base en la evaluación de algunas líneas submeridianas.

Con miras a visualizar la variación lateral de la falla de El Pilar en la depresión de Guarcayal y alrededores, se ha construido un diagrama panel con 7 líneas norte-sur espaciadas ~3,7km (Figura 4). Estas están debidamente georeferenciadas y alineadas sobre una línea este-oeste, lo que permite realizar correlaciones espacialmente correctas. La profundidad de las líneas está en doble tiempo de viaje (*two-way traveltime*; TWT) en milisegundos. La mayoría de las líneas adquiridas con el sparker penetra-

ron verticalmente entre 0,12 y 0,15s TWT. Por el contrario, la distancia horizontal está expresada en miles de metros. Por ejemplo, la línea 15 en el tope del diagrama tiene 8km de longitud.

De la interpretación del diagrama panel se desprende que la falla de El Pilar, la cual presenta una traza única en proximidad a la costa de El Peñón (justo al Este de Cumaná; Figura 3), se separa en dos trazas subparalelas que delimitan una zona con el fondo marino levemente deprimido. Esto se evidencia claramente en los perfiles 16, 18, 20 y 21 de la Figura 4. Ambas trazas son visiblemente activas, como lo denota la disrupción

de todos los reflectores que identifican el relleno sedimentario del golfo de Cariaco, así como la presencia de escarpes de fallas muy conspicuos en el lecho marino del golfo. Más aún, cuando la falla presenta una traza única, al oeste y este de la depresión de Guaracayal (líneas 15 y 23 de la Figura 4), también se percibe la deformación o perturbación de los reflectores más someros y la disrupción del piso marino. Igualmente se aprecia como el escarpe de la traza norte en la depresión de Guaracayal crece en su dimensión vertical en sentido oeste-este a medida que se adentra en la depresión (líneas 18 y 20 de la Figura 4), para luego desvanecerse progresivamente al este. Por su parte, la expresión morfológica de la traza sur en el fondo marino, casi inexistente hacia el oeste (perfiles 15 y 16), va aumentando hacia el este, aún fuera de la depresión de Guaracayal (línea 23 de la Figura 4).

Igualmente, se puede visualizar muy particularmente entre las líneas 16 y 21 de la Figura 4 que las secuencias o paquetes sedimentarios depositados en el subsuelo de la depresión de Guaracayal, entre ambas trazas de la falla de El Pilar, son más potentes que sus equivalentes presentes fuera de ella, aunque se carezca de un control crono-estratigráfico preciso, a falta de núcleos continuos de control en los distintos bloques tectónicos. De esto se deduce que ambas trazas de la falla de El Pilar que limitan esta conspicua depresión en el fondo marino, aún cuando se conoce que la falla de El Pilar es esencialmente dextral pura (Audemard, 2006), han presentado localmente una componente normal de movimiento muy significativa, contemporánea a la sedimentación reciente en el golfo de Cariaco.

De la Figura 4 se desprende también que la zona de falla activa de El Pilar siempre tiene escapes de gas asociados, lo cual enmascara parcialmente los reflectores

sísmicos al atenuar su nitidez. Por último, se puede observar otras fallas igualmente activas al norte de la falla de El Pilar, identificadas en sus extremos como F y que dislocan también los reflectores y el piso marino, pero en menor cuantía; muy visibles en las líneas 17 y 18 pero menos evidentes en la línea 20. Estas discontinuidades no presentan gas asociado. Aunque aparentadas a la falla de El Pilar, no guardan mayor relevancia a los fines de este trabajo.

Discusión

El levantamiento sísmico de alta resolución realizado a través de la falla de El Pilar, en su porción submarina del golfo de Cariaco, muestra que no está constituida por una traza única; mas bien está seccionada, presentando solapes transpresivos o transtensivos, a semejanza de lo que la falla de El Pilar muestra a escala más regional, con la presencia de curvaturas o relevos compresivos (Beltrán *et al.*, 1996; Audemard, 2006), tales como los lomos o colinas de presión (*pop-up*) de dimensiones muy variables, entre pocos hm y algunos km, de Caigüire (Cumaná), Las Manos (Cariaco) y Guarapiche, así como curvaturas o relevos transtensivos, de los que el ejemplo más notorio es la fosa de Cariaco, limitada por las fallas de San Sebastián al Norte y El Pilar al Sur (Audemard *et al.*, 2000; Figura 1). Muy particularmente, este estudio evidencia que la depresión submarina de Guaracayal, detectada por Caraballo (1982) en su estudio morfológico del fondo marino del golfo de Cariaco, está limitada por dos trazas subparalelas de la falla de El Pilar.

De igual manera, se aprecia una excelente coincidencia entre los escarpes de falla en el lecho marino que definen la geometría elongada este-oeste de la depresión (Figuras 2, 4 y 5), y la presencia de fallas subverticales de igual orientación que afectan todo el relleno sedimentario del golfo, visualizado en las líneas provistas en la Figura 4. Por otra parte, el engrosamiento de la secuencia por debajo de la depresión y entre ambas trazas significa que la actividad de la falla de El Pilar ha controlado localmente la sedimentación (actividad tec-

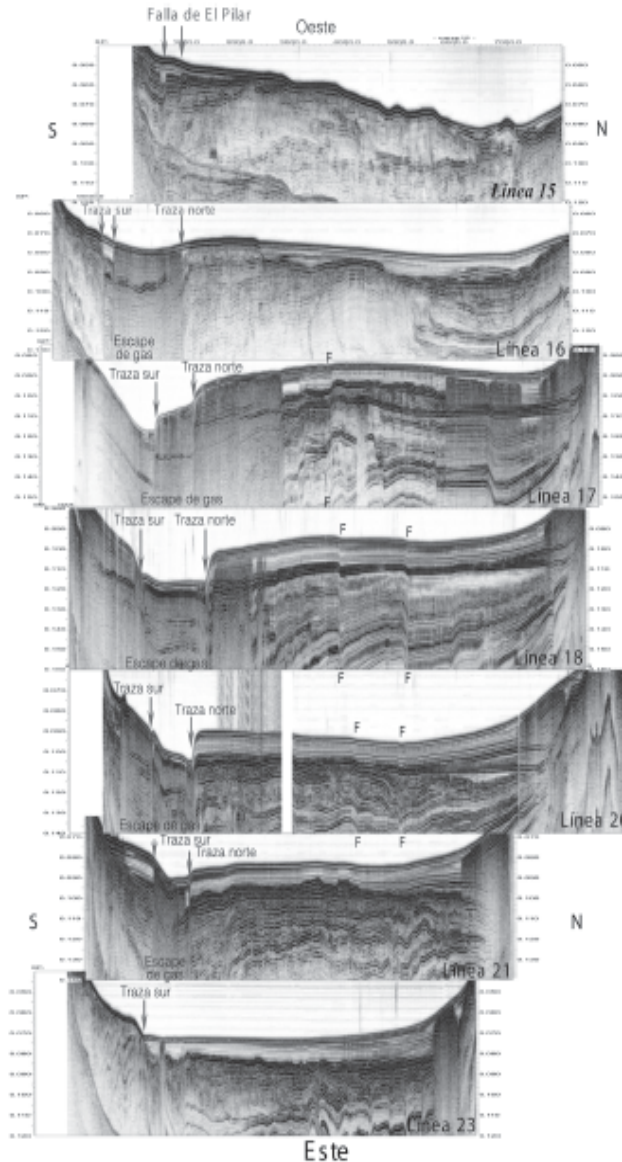


Figura 4. Serie de líneas sparker de orientación norte-sur transversas al golfo de Cariaco, dispuestas de oeste a este, mostrando las trazas de la falla de El Pilar en la cuenca en tracción de Guaracayal y alrededores. Otras fallas, ubicadas al Norte de la traza activa principal de la falla de El Pilar e indicadas por F en sus extremos, muestran actividad tectónica reciente.

tónica sinsedimentaria). También se puede inferir, a partir de la actual existencia de la depresión de Guaracayal en el fondo plano del golfo de Cariaco, que el aporte de sedimentos dentro de la cuenca de este golfo, en la vecindad de la depresión de Guaracayal, es deficitaria con respecto a la tasa de movimiento vertical local, con componente normal, introducida por la falla de El Pilar. Aunque conocida como una falla dextral por lo esencial a escala regional, muy localmente como en el caso que nos compete, la falla de El Pilar puede mostrar significativa componente vertical normal de movimiento. En consecuencia, se deduce que la falla de El Pilar presenta un arreglo de trazas dispuestas en solape dextro a partir de la conjunción de las observaciones de una depre-

sión batimétrica elongada con una relación de largo-ancho de 4:1, de escarpes tectónicos este-oeste a lo largo de márgenes norte y sur de la depresión, de fallas subverticales activas a la vertical de los escarpes morfológicos submarinos, y de actividad tectónica sinsedimentaria con engrosamiento de la secuencia bajo la depresión submarina. Por ende, cabe interpretar que esta depresión es una cuenca en tracción (*pull-apart basin*) activa (Figuras 2-5), a semejanza a las descritas por Aydin y Nur (1981) o a las modeladas por Dooley y McClay (1997) con un solape a 150°.

Por otra parte, la disposición geométrica deducida para la traza activa de la falla de El Pilar puede explicar el comportamiento sísmico mostrado por esta falla en su tramo del golfo de Cariaco en tiempos históricos y contemporáneos. Es decir, los sismos de 1797 y 1929, de magnitud similar (M_s 6,0-6,5) y con epicentro próximo a Cumaná, deben haber ocurrido sobre la traza norte de la cuenca en tracción de Guaracayal, mientras que los sismos de 1684 y 1997, con magnitudes M_s ~7, son responsabilidad de la traza sur de la falla de El Pilar, que se extiende entre el sur de la depresión de Guaracayal y la curvatura

transpresiva de Casanay-Guarapiche (Figura 5). No obstante, este comportamiento sísmico registrado en ya dos ocasiones no excluye que un sismo mayor sea producto de la ruptura de ambas trazas contiguas, haciendo caso omiso de la presencia de la cuenca en tracción de Guaracayal. Más aún, este tipo de barrera geométrica a la propagación de la ruptura podría ser el foco de ese evento más grande, tal como fuera adelantado por Soulas (1988).

En términos del potencial sismogénico de ambas secciones de la falla de El Pilar identificadas en el golfo de Cariaco, es posible señalar de manera preliminar que la traza activa al norte de la depresión de Guaracayal, de ~30km de longitud, es capaz de generar sismos de magnitud

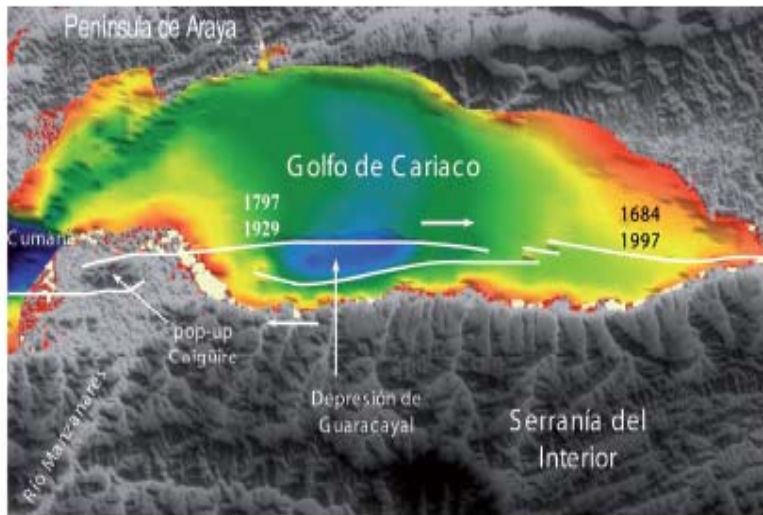


Figura 5. Interpretación estructural de la traza submarina de la falla de El Pilar en el golfo de Cariaco, plasmada sobre batimetría extraída de Global Mapper. Nótese las complicaciones estructurales que introducen modificaciones topográficas, en particular en la depresión de Guaracayal. A cada traza se adjudican los sismos correspondientes a los dos últimos ciclos sísmicos, identificados por su año de ocurrencia.

próximos a Ms 6 cada 130 años, mientras la traza sur, de ~60km, produce eventos de magnitud próximos a 7 cada 300-320 años.

Conclusiones

La depresión de Guaracayal, con dimensiones de unos 8km de largo en la dirección este-oeste, 2km de ancho y 15m más profunda que el fondo circundante relativamente plano del sector central del golfo de Cariaco, es una cuenca en tracción (*pull-apart basin*), producto de un relevo transensivo, asociado a un solape dextro de la traza de la falla dextral de El Pilar. Esta interpretación se fundamenta en la relación de forma de la depresión de Guaracayal y su orientación, en la presencia de escarpes tectónicos este-oeste en sus márgenes norte y sur, coincidentes con fallas activas en el subsuelo de igual orientación, y en el claro carácter sintectónico de la sedimentación entrapada dentro de la cuenca de Guaracayal, entre ambas trazas de la falla de El Pilar. En consecuencia, la presencia de la cuenca en tracción de Guaracayal permite justificar el comportamiento sísmico del tramo de la falla de El Pilar entre Cumaná y Casanay. Este comportamiento se caracteriza en que la falla de El Pilar, en su tramo entre los cerros de Caigüire (Cumaná) al oeste y la población de Casanay en el este, ha requerido de dos sismos contiguos para completar la ruptura de su longitud total de ~80km, al menos en sus dos últimos ciclos sísmicos.

El primer ciclo, ocurrido en tiempos históricos, está conformado por dos eventos, uno en la porción más oriental de este segmento, ocurrido en 1684 y cuya ruptura cosísmica fue precisada con base en excavaciones paleosísmicas en el sector te-

rrestre de este segmento (entre Terranova y Guarapiche, región central del estado Sucre), y un segundo sismo que afectó esencialmente a la ciudad de Cumaná en 1797, como se dedujo a partir de las descripciones y daños de la época.

El segundo ciclo lo conforman dos eventos del s. XX, ocurridos el 17/01/1929 y el 9/07/1997. El sismo de 1929 ocurrió justo al este del casco antiguo de Cumaná, en el sector conocido como Punta Delgada, por haberse observado rupturas de superficie cosísmicas en las salinas costeras, teniendo una longitud total de ruptura no mayor a 30km y una magnitud inferior a Mw 6.7. Por su parte, el sismo de Cariaco de 1997 de Ms 6,8 rompió la superficie del terreno entre Villa Frontado y Casanay, en la prolongación hacia el este del golfo de Cariaco, sobre una longitud de 36km. No obstante, de las réplicas más someras de dicho evento se pudo establecer que dicha ruptura, aunque submarina, debía prolongarse hacia el oeste, dentro del golfo de Cariaco, hasta San Antonio del Golfo-Marigüitar.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a André Singer y Rogelio Altez, y a toda la tripulación del B/O Guaiquerí II (Sergio Valenzuela, José Miguel Ramírez, Marcos Gutiérrez, Lisandro Gutiérrez, Ventura Hernández, Justino Alemán y Miguel Ángel Ramírez), así como a RCMG-Université de Gent, LGCA-Université de Savoya, FUNVISIS y CAMUDOCA, que permitieron el desarrollo de este estudio. Los fondos para su realización fueron aportados por el programa francés DyETI, el LGCA y FUNVISIS, y por una subvención de CAMUDOCA. Los resultados presen-

tados están enmarcados en los Proyectos ECOS Nord PI-2003000090 y FONACIT-2002000478 (Geodinos).

REFERENCIAS

- Audemard FA (1993) *Néotectonique, Sismotectonique et aléa Sismique du Nord-ouest du Venezuela (Système de failles d'Oca-Ancón)*. Tesis. Univ. Montpellier II, Francia. 369 pp.
- Audemard FA (1998) Evolution Géodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Venezuela. *Proc. XIV Caribb. Geol. Conf. Trinidad-1995*, 2: 327-340.
- Audemard FA (1999a) El sismo de Cariaco del 09 de julio de 1997, edo. Sucre, Venezuela: nucleación y progresión de la ruptura a partir de observaciones geológicas. *Mem. VI Cong. Venez. Sismología e Ingeniería Sísmica*. Mérida, Venezuela (CD-Rom).
- Audemard FA (1999b) Nueva percepción de la sismicidad histórica del segmento en tierra de la falla de El Pilar, Venezuela nororiental, a partir de primeros resultados paleosísmicos. *Mem. VI Cong. Venez. Sismología e Ingeniería Sísmica*. Mérida, Venezuela (CD-Rom).
- Audemard FA (2006) Surface rupture of the Cariaco July 09, 1997 Earthquake on the El Pilar fault, northeastern Venezuela. *Tectonophysics* 424: 19-39.
- Audemard FA (2007) Revised seismic history of El Pilar Fault, Northeastern Venezuela, after the Cariaco 1997 Earthquake and from recent preliminary paleoseismic results. *J. Seismol.* 11: 311-326.
- Audemard FA, Machette M, Cox J, Hart R, Haller K (2000) *Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions*. U.S. Geological Survey Open-File-Report 00-18. 79 pp.
- Audemard FA, Romero G, Rendón H, Cano V (2005) Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from microtectonic data and focal mechanism solutions. *Earth Sci. Rev.* 69: 181-233.
- Aydin A, Nur, A (1981) Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics* 1: 91-105.
- Baumbach M, Gresser H, Romero G, Rojas J, Sobiesiak M, Welle W (2004) Aftershock pattern of the July 9, 1997 Mw=6.9 Cariaco earthquake in Northeastern Venezuela. *Tectonophysics* 379: 1-23.
- Beltrán C (1994) Trazas activas y síntesis neotectónica de Venezuela a escala 1:2.000.000. *Mem. VII Cong. Venez. Geofísica*. Caracas, Venezuela. pp. 541-547.
- Beltrán C, Giraldo C (1989) Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. *Memorias VII Congreso Geológico Venezolano*, Barquisimeto, 3: 999-1021.
- Beltrán C, Singer A, Rodríguez JA (1996) The El Pilar fault active trace (Northeastern Venezuela): neotectonic evidences and paleoseismic data. *Proc. 3rd Int. Symp. on Andean Geodynamics*. Saint-Malo, France. pp. 153-156.
- Caraballo LF (1982) El golfo de Cariaco. Parte I: Morfología y batimetría submarina. Estructuras y tectonismo reciente. *Bol. Inst. Oceanog. Uni. Oriente* 21: 13-35.
- Dooley T, McClay K (1997) Analog modeling of pull-Apart Basins. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 81: 1804-1826.